Vol. 15, No. 2, 2023, pp. 135–161 ISSN (Print): 2008-7306 ISSN (Online): 2423-5865

Journal of Economic Geology

https://econg.um.ac.ir

RESEARCH ARTICLE 10.22067/ECONG.2023.80972.1067 OPEN ACCESS

Petrogenesis and Geochemistry of REE of Intrusive Rocks, Skarn Zone, and Iron Ore of Shotorsang, Northwest of Neyshabour

Seyed Ahmad Mazaheri [1*], **Mojtaba Heydari** [2]

[1] Professor, Department of Geology, Faculty of science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
[2] Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 07 February 2023
Revised: 02 July 2023
Accepted: 02 July 2023

Keywords

Skarn
Subduction Zone
Magnetite
REE
Shotorsang
Quchan-Sabzevar Magmatic Belt

***Corresponding author**

Seyed Ahmad Mazaheri
samazaheri@yahoo.com

ABSTRACT

Shotorsang iron skarn is located in 60 km northwest of Neyshabour (Khorasan Razavi, Iran) in Quchan-Sabzevar magmatic belt. Subvolcanic intrusion rocks have intruded into Cretaceous limestones and created skarnization. These rocks are divided into syenite porphyry and granodiorite porphyry based on their geochemical characteristics. They are I type oxidizing, metaluminous, and tectonic. Setting of the subvolcanic rocks are the subduction zone of the continental margin (VAG). Comparing the mineralization potential of the subvolcanic rocks of this area based on the use of the graph of SiO2 against K2O, MgO, Na2O+K2O, and Ni-V shows that they are fertile in terms of the formation of Fe and Cu skarn. Syenite porphyry is the origin of this mineralization, and magnesium in skarn is taken from hydrothermal fluid. The diagram of Eu/Eu*, Ce/Ce*, (Pr/Yb)n ratios also confirms the presence of meteoric water in the formation of the skarn zone. The primary fluid, which has a positive anomaly of Ce/Ce* and Eu/Eu* had acidic and oxidant conditions and high temperature, and formed pyroxene skarn. A part of magnetite mineralization is formed in this zone, and in this condition, the highest amount of REE entered the pyroxene skarn zone and diluted the fluid in terms of REE. This issue has led to a sharp decrease in the amount of REE in the mineralization zone. Negative Ce/Ce* and Eu/Eu* anomalies indicate alkaline conditions with less concentrated REE content, consistent with chlorite skarn. The highest amount of Fe mineralization is formed in this zone.

How to cite this article

Mazaheri, S.A. and Heydari, M., 2023. Petrogenesis and Geochemistry of REE of Intrusive Rocks, Skarn Zone, and Iron Ore of Shotorsang, Northwest of Neyshabour. Journal of Economic Geology, 15(2): 135–161. (in Persian with English abstract) https://doi.org/10.22067/ECONG.2023.80972.1067

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Shotorsang iron skarn is located in 60 km northwest of Neyshabour (Khorasan Razavi, Iran) in Quchan-Sabzevar magmatic belt. Subvolcanic intrusion rocks have intruded into Cretaceous limestones and created skarnization (Amini and Khannazer, 2000). This study found that at least four subvolcanic intrusion rocks are present in this region: Granodiorite porphyry, biotite syenite porphyry, quartz syenite porphyry, and quartz diorite to monzodiorite porphyry. These are divided into syenite porphyry and granodiorite porphyry based on the geochemical characteristics.

Material and methods

About 90 samples were collected for laboratory investigations of petrogenesis studies. Moreover, 25 samples were selected to be analyzed using the XRF and ICP-MS methods. Laboratory studies were carried out in Ferdowsi University of Mashhad and samples were analyzed in Acme and Zarazma laboratories.

Results

Subvolcanic rocks are I-type oxidizing, metaluminous, and tectonic. Setting of the subvolcanic rocks are the subduction zone of the continental margin (VAG). Moreover, some samples have been placed at the border of syn-collision due to high Rb, which is the result of high potassium. Enrichment of LILE elements such as K, Cs, Ba, Rb and incompatible elements that behave similar to them like Th compared to HFSE elements is observed in all samples compared to the primitive mantle. Enrichment of LILE relative to HFSE indicates magma related to subduction zones. The Sr element shows opposite behavior compared to the LILE elements. This issue can be justified by the high amount of CaO in magnetite ore (from 0.3% to more than 3.5%), because the two elements are similar in terms of chemical properties. Comparing the mineralization potential of the subvolcanic rocks of this area using the graph of SiO2 against K_2O, MgO, Na_2O+K_2O, and Ni-V shows that they are fertile in terms of the formation of Fe and Cu skarn Meinert, 1995). For igneous rocks, it was confirmed that the amount of Rb increases during the fractionation and crystallization processes (Meinert, 1995) . Granitoids with potential for iron skarn have lower Rb (39 ppm). This amount is 103 ppm for copper skarn and 69 ppm for gold skarn. The amount of Rb content for all granitoids of Shotorsang area is 80 ppm. Considering the connection of these granitoids with iron skarn in this area, the high Rb content can be justified by crustal contamination of these rocks (Martin-Izard et al., 2000). Moreover, it can be mixing of a mafic magma with a felsic magma at a shallow depth. The amounts of V and Ni in iron skarn deposits are the highest; that is, 152 and 35 ppm, respectively. Ni and V for Shotorsang syenite porphyry group are 16 and 82, respectively and for Shotorsang granodiorite porphyry are 20 and 48, respectively. These values are lower than the global average of iron skarn. In general, the high amount of Rb and the low amount of Ni and V confirm the hypothesis that the magma has been fractionated and contaminated with crust. If the amount of Rb as well as the amount of Ni and V increase, the mixing of a magma derived from the mantle or a mafic magma with a highly fractionated magma would seem to be a more acceptable hypothesis (Meinert, 1995). Therefore, according to what was stated about the tectonic setting and the cases mentioned above, as well as the process of changes in the spider diagram of the rare earth elements of the studied area, it can be expected that the fluid forming the iron skarn of this region has undergone magmatic fractionation and been contaminated with crust. (La/Yb)n, (La/Sm)n and (Gd/Yb)n ratios were used to evaluate the separation degree between REEs. (La/Yb)n determines the degree of separation between LREE and HREE (Aubert et al., 2001; Yusoff et al., 2013), while the other two ratios are used to determine the degree of separation between LREE and MREE, and between MREE and HREE, respectively (Yusoff et al., 2013). These ratios vary for (La/Yb)n from 1.12 to 1.69, for (La/Sm)n from 6.7 to 40.72, and for (Gd/Yb)n from 0.89 to 4.22. As it is known, during the skarnization process, the highest degree of separation has occurred between LREE and HREE (up to about 70 times) and the lowest degree of separation has also occurred between MREE and HREE. The highest value of these ratios is in the mineralization zone, which indicates that the highest amount of separation of REE elements has taken place in this zone. Syenite porphyry is the origin of this mineralization, and magnesium in skarn is taken from hydrothermal fluid.

 DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

Discussion

The diagram of Eu/Eu*, Ce/Ce*, (Pr/Yb)n ratios confirms the presence of meteoric water in the formation of the skarn zone (Kato, 1999). The primary fluid, which has a positive anomaly of Ce/Ce* and Eu/Eu*, had acidic and oxidant conditions and high temperature and formed pyroxene skarn. A part of magnetite mineralization is formed in this zone, and in this condition, the highest amount of REE entered in pyroxene skarn zone and diluted the fluid in terms of REE. This issue has led to a sharp decrease in the amount of REE in the mineralization zone. Negative Ce/Ce* and Eu/Eu* anomalies indicate alkaline conditions (Meinert, 1995) with less concentrated REE content, consistent with chlorite skarn. The highest amount of Fe mineralization is formed in this zone.

Acknowledgements

The authors are grateful for the cooperation of the employees of the Shotorsang iron ore mine, especially Mr. Qotbi.

دوره ۱۵، شماره ۲، ۱۴۰۲، صفحه ۱۳۵ تا ۱۶۱ شاپا چاپی: ۷۳۰۶-۲۰۰۸ شاپا الکترونیکی: ۵۸۶۵-۲۴۲۳

زمین‌شناسی اقتصادی

https://econg.um.ac.ir

مقاله پژوهشی 10.22067/ECONG.2023.80972.1067 OPEN ACCESS

پتروژنز و زمین‌شیمی عناصر کمیاب توده‌های نفوذی، زون‌های اسکارنی و کانسنگ اسکارن آهن شترسنگ، شمال‌غرب نیشابور

سید احمد مظاهری [1] *، مجتبی حیدری [2]

[1] استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

[2] دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۱۸
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۴/۱۱
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۱۱

واژه‌های کلیدی

اسکارن
زون فروزانش
مگنتیت
عناصر کمیاب خاکی
شترسنگ
کمربند ماگمایی قوچان- سبزوار

نویسنده مسئول

سید احمد مظاهری

samazaheri@yahoo.com

چکیده

اسکارن آهن شترسنگ در ۶۰ کیلومتری شمال‌غرب نیشابور در استان خراسان رضوی و در کمربند ماگمایی قوچان- سبزوار قرار دارد. نفوذ واحدهای نیمه عمیق ائوسن به درون سنگ‌های آهکی کرتاسه به اسکارن زایی در منطقه منجر شده است. این واحدها بر اساس ویژگی‌های زمین‌شیمیایی به دو گروه سینیت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری تقسیم شده‌اند. توده‌های نفوذی از نوع I (اکسیدان)، متاآلومینوس بوده و محیط زمین‌ساختی توده‌ها زون فرورانش حاشیه قاره است. مقایسه توان کانه‌زایی توده‌های این منطقه بر اساس استفاده از نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O، MgO، K_2O و نیز Ni-V نشان‌دهنده بارور بودن آنها از نظر تشکیل اسکارن آهن و مس است. سینیت پورفیری منشأ این کانی‌سازی است و منیزیم موجود در اسکارن، از سیال گرمابی گرفته‌شده است. نمودار نسبت‌های (Pr/Yb)n، Ce/Ce* و Eu/Eu* حضور آب‌های جوی را نیز در تشکیل زون اسکارن تأیید می‌کند. سیال اولیه که آنومالی مثبت Ce/Ce* و Eu/Eu* دارد، شرایط اسیدی و اکسیدان و دمای بالا داشته و تشکیل پیروکسن اسکارن داده است. بخشی از کانی‌سازی مگنتیت در این زون تشکیل‌شده و در این شرایط بیشترین میزان REE وارد شبکه پیروکسن اسکارن شده و سیال را از نظر REE رقیق‌کرده است و همین عامل به کاهش شدید میزان REE در زون کانی‌سازی منجر شده است. آنومالی منفی Ce/Ce* و Eu/Eu* بازگو کننده شرایط قلیایی با تمرکز کمتر محتوای REE را نشان می‌دهد که منطبق بر کلریت اسکارن است. بیشترین میزان کانی‌سازی در این زون تشکیل‌شده است.

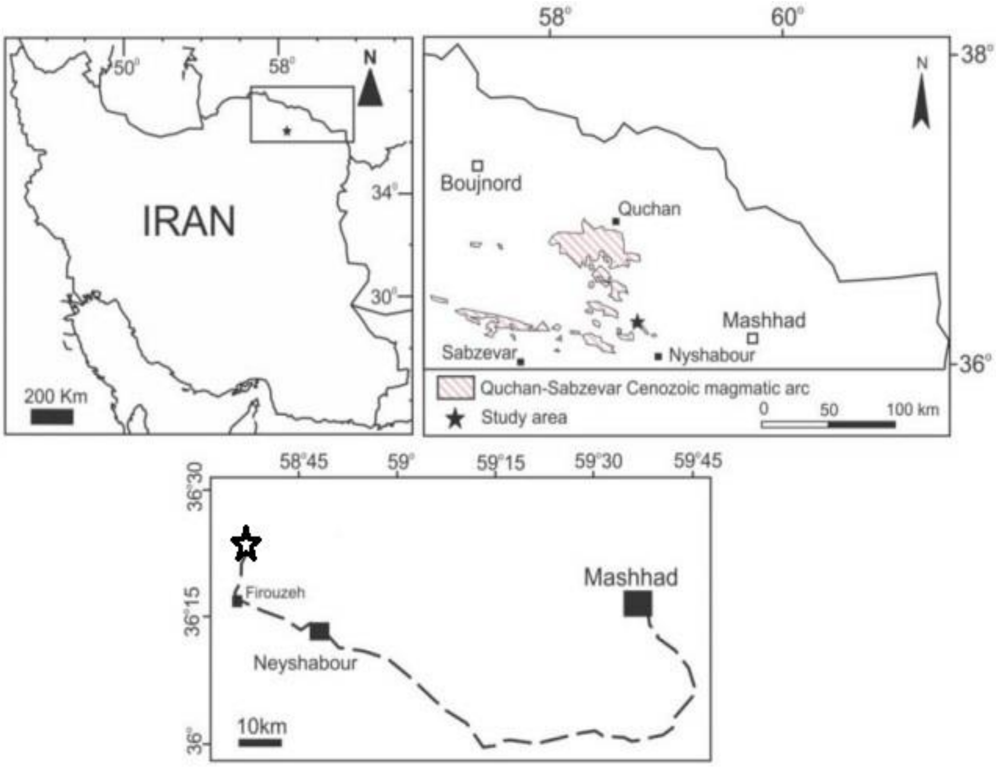
استناد به این مقاله

مظاهری، سید احمد و حیدری، مجتبی، ۱۴۰۲. پتروژنز و زمین‌شیمی عناصر کمیاب توده‌های نفوذی، زون‌های اسکارنی و کانسنگ اسکارن آهن شترسنگ، شمال‌غرب نیشابور. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۵(۲): ۱۳۵-۱۶۱. https://doi.org/10.22067/ECONG.2023.80972.1067

مقدمه

کانسار آهن شترسنگ در فاصله ۶۰ کیلومتری شمال غرب‌نیشابور در استان خراسان رضوی و در کمربند ماگمایی قوچان- سبزوار قرار دارد (شکل ۱). به باور برخی پژوهشگران، فرورانش سنگ کره اقیانوسی سبزوار به زیرپهنه بینالود باعث رخداد ماگماتیسم کرتاسه پسین- ترشیاری در پهنه سبزوار شده است (Ghasemi et al., 2010; Rossetti et al., 2010). در کرانه شمال شرقی پهنه افیولیتی سبزوار و در لبه جنوبی پهنه بینالود و جنوب قوچان، یک کمان ماگمایی جوان به درازای ۲۰۰ کیلومتر شامل سنگ‌های آذرین آتشفشانی- درونی با سرشت اغلب کالک‌آلکالن تا آداکیتی پدید آمده است که تا اسفراین ادامه دارد (Ghasemi et al., 2010).

این کمان ماگمایی با روند شمال‌غربی جنوب‌شرقی در افیولیت سبزوار و پیرامون آن نفوذکرده است و به سمت شمال تا کوه‌های البرز ادامه دارد (Alavi, 1991). این نوار آتشفشانی در یک پهنه فرورانشی تشکیل‌شده است و اغلب ماهیت آهکی قلیایی دارد و سن آن از جنوب (در کنار نوار افیولیتی سبزوار) به سوی شمال (جنوب قوچان) از ائوسن تا پلیوپلیستوسن تغییر می‌کند (Spies et al., 1983). حجم عمده سنگ‌های آتشفشانی با ماهیت آهکی قلیایی و وجود تعداد بسیاری کانی‌سازی‌های متعدد مانند فیروزه نیشابور (Karimpour et al., 2012)، سنگ آهن شترسنگ (Gholami, 2009)، سنگ آهن ابوذر (Panahi, 2009)، مس- طلای پورفیری جلمبادان (Malekzadeh Shafaroudi, 2018)، کانسار مگنتیت آپاتیت خانلق (Zaree et al., 2016) همراه با نهشته‌های فراوان مس، نشان‌دهنده توانایی بالای این کمان ماگمایی برای کانی‌سازی‌های مختلف است.



شکل ۱. موقعیت محدوده شترسنگ برگرفته از ملکزاده و کریم پور (Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2015)

Fig. 1. Location of Shotorsang area (after Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2015)

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

این محدوده پیش از این، توسط یک پایان‌نامه و مقاله مستخرج از آن بررسی شده است (Panahi et al., 2011) که در آن به زمین‌شناسی محدوده و کانی‌شناسی زون‌های اسکارنی اشاره شده است و نیز بررسی‌های سن‌سنجی توده‌های نیمه عمیق نیز در قالب یک مقاله به آن اشاره شده است (Arjmandzadeh et al., 2022)؛ ولی هدف از این پژوهش، بررسی دقیق زمین‌شیمی توده‌های آذرین، زون‌های اسکارنی و ماده معدنی و منشأ تشکیل سنگ آهن است که بر اساس آن نمودارهای مختلف ژنتیکی ترسیم و ضمن بررسی محیط تشکیل واحدهای نیمه عمیق منطقه، به شرایط فیزیکوشیمیایی محلول کانه‌ساز و فرایندهای کنترلی در زمان تشکیل اسکارن ارائه و تفسیر شده‌اند.

روش مطالعه

برای این پژوهش، حدود ۹۰ نمونه از واحدهای سنگی و سنگ آهن برداشت شد و پس از آماده‌سازی و برش، مقاطع نازک و بلوک صیقلی تهیه و در آزمایشگاه دانشگاه فردوسی مشهد مورد بررسی سنگ‌نگاری و مینرالوگرافی قرارگرفت. سپس نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰ توسط نرم‌افزار ArcGIS تهیه شد. از توده‌های آذرین این منطقه ۱۲ نمونه برای بررسی‌های اکسیدهای اصلی در آزمایشگاه زرآزما و دانشگاه فردوسی مشهد توسط دستگاه XRF مورد آنالیز قرارگرفت. ۷ نمونه نیز برای بررسی عناصر کمیاب خاکی از توده‌های نفوذی و واحد اسکارن به آزمایشگاه زرآزما و ۶ نمونه نیز از کانسنگ آهن در آزمایشگاه Acme کانادا و به روش ICP-MS مورد آنالیز قرارگرفت. مجموعه عناصر خاکی کمیاب و عناصر دیرگداز به روش ICP-MS تجزیه شدند. در این روش ۰/۲ گرم از پودر هر نمونه با متابورات و تترابورات لیتیم و اسید نیتریک هضم و محلول‌سازی شده و سپس فراوانی عنصرها در هر نمونه با دستگاه اندازه‌گیری شد. سپس نمودارهای لازم توسط نرم‌افزار GCDkit تهیه‌شدند و مورد تفسیر قرار گرفتند.

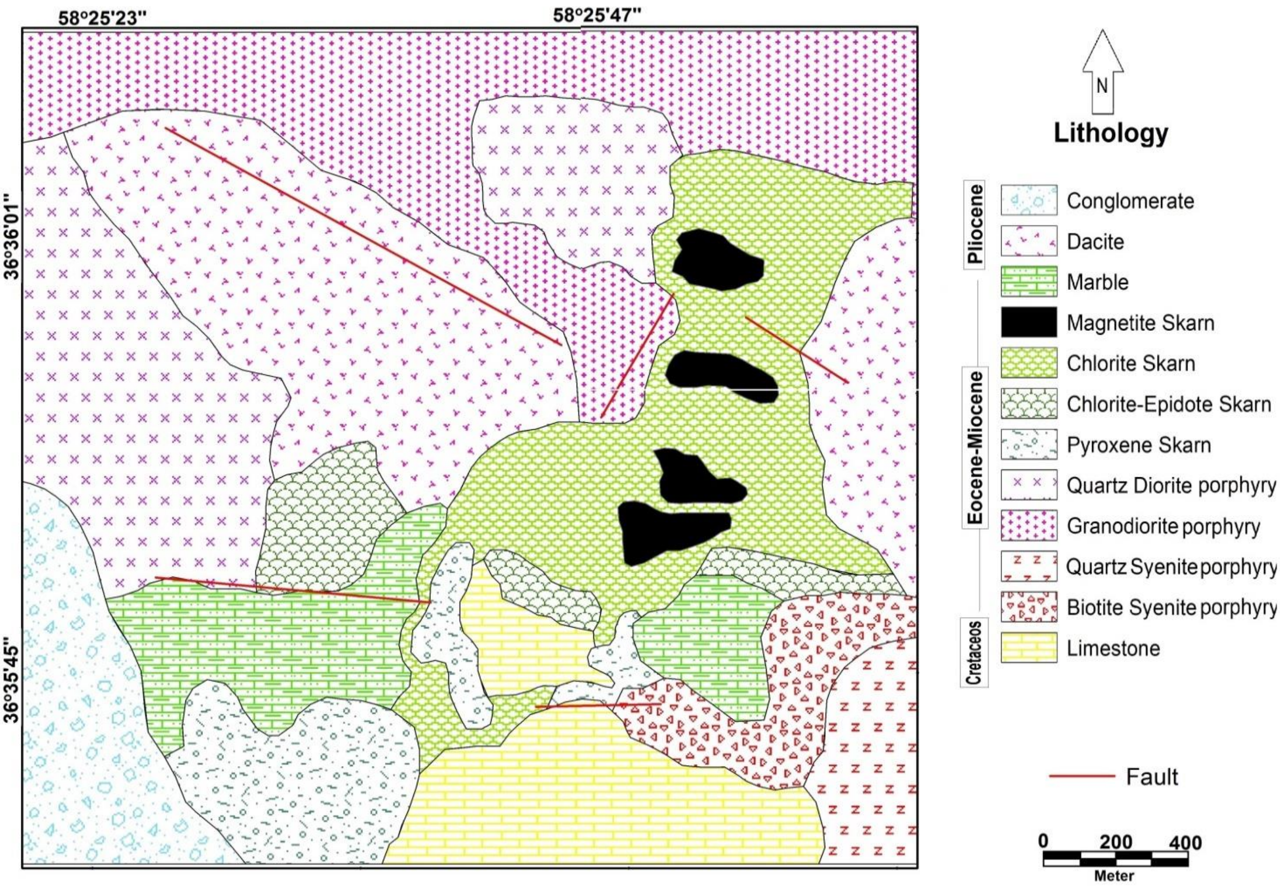
زمین‌شناسی

پهنه ماگمایی- رسوبی شمال‌شرقی ایران از چند بلوک و پهنه کنار هم، شامل کپه‌داغ در شمال، پهنه البرز در شمال‌غربی و بلوک لوت در جنوب، تشکیل‌شده است که با زمین‌درز سبزوار از یکدیگر جدا شده‌اند (Arjmandzadeh and Santos, 2014). در کرانه شمال‌شرقی پهنه افیولیتی سبزوار و در لبه جنوبی پهنه بینالود و جنوب قوچان، یک کمان ماگمایی جوان به درازای ۲۰۰ کیلومتر شامل سنگ‌های آذرین آتشفشانی- درونی با سرشت اغلب کالک‌آلکالن تا آداکیتی پدید آمده است که تا اسفراین ادامه دارد. سن سنگ‌های آذرین در این کمربند ماگمایی از جنوب و در کنار پهنه افیولیتی به سمت شمال از ائوسن تا پلیو- پلیستوسن تغییر می‌کند (Ghasemi et al., 2010). گمان می‌رود فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه- پالئوسن، عامل اصلی این فعالیت‌های ماگمایی بوده است (Mohammadi et al., 2015). بر اساس سن‌سنجی‌های اسپایز و همکاران، گنبدهای آداکیتی در فاصله اسفراین تا قوچان به سن ۲ تا ۲۵ میلیون سال پیش و بسیار جوان هستند (Spies et al., 1983). جمشیدی و همکاران (Jamshidi et al., 2014) با بررسی زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پس از ائوسن در این کمان ماگمایی، آنها را در ارتباط با فرورانش پوسته نئوتتیس در پهنه سبزوار و پیامد پیدایش کمان ماگمایی سبزوار- قوچان می‌دانند. فتح‌آبادی (Fathabadi, 2014) با بررسی گنبدهای آداکیتی پرسیلیس در منطقه مقیسه (در جنوب‌غربی سبزوار) دریافتند، ماگمای مادر این گنبدها خاستگاه اکلوژیتی یا گارنت آمفیبولیتی داشته است و از دگرگونی سنگ کره اقیانوسی فرورونده سبزوار به زیر حاشیه جنوبی البرز شرقی پدید آمده است. همچنین، بر اساس داده‌های ایزوتوپ‌های Pb-Nd-Sr، محمدی و همکاران سنگ‌های آداکیتی جنوب کمربند افیولیتی شمال سبزوار را پیامد ذوب‌بخشی گارنت آمفیبولیت دانسته‌اند (Mohammadi et al., 2015). اسدی آورگانی و همکاران سنگ‌های آتشفشانی کالدرای قره چای در جنوب شرقی قوچان را در شمار آداکیتهای پرسیلیس

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

رده‌بندی کرده‌اند که در پی ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه اکلوژیتی حاصل از دگرگونی صفحه اقیانوسی فرورانده نئوتتیس در پهنه سبزوار پدید آمده‌اند (Asadi-Avargane et al., 2020).

محدوده مورد بررسی در ضلع جنوب‌شرقی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان قرار دارد (Amini and Khannazer, 2000). قدیمی‌ترین واحدهای منطقه آهک‌های کرتاسه هستند که در ضلع جنوبی منطقه رخنمون داشته و به واسطه فعالیت‌های زمین‌ساختی در بخش‌هایی بر روی زون اسکارنی کشیده شده‌اند (شکل ۲). بررسی سنگ‌نگاری مشخص کرد، دست‌کم ۴ واحد نیمه عمیق در منطقه حضور دارند که شامل گرانودیوریت پورفیری، بیوتیت سینیت پورفیری، کوارتز سینیت پورفیری و کوارتز دیوریت تا مونزودیوریت پورفیری هستند. واحدهای این منطقه بر اساس سنگ‌نگاری و بررسی‌های صحرایی به دو گروه سینیت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری تقسیم شده‌اند. واحدهای سینیتی منطقه در ضلع جنوب‌شرقی محدوده رخنمون دارند (شکل ۲). این واحدها با رنگ کرم تا صورتی و در مقطع میکروسکوپی ۲۵ تا ۳۰ درصد فنوکریست فلدسپات آلکالن دارد که به کانی‌های رسی تبدیل شده است. اثرات زون اسکارنی در این توده قابل مشاهده است. این زون به دو بخش کوارتز سینیت پورفیری و بیوتیت سینیت پورفیری تقسیم می‌شود (شکل ۲).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده شترسنگ

Fig. 2. Geological map of Shotorsang area

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

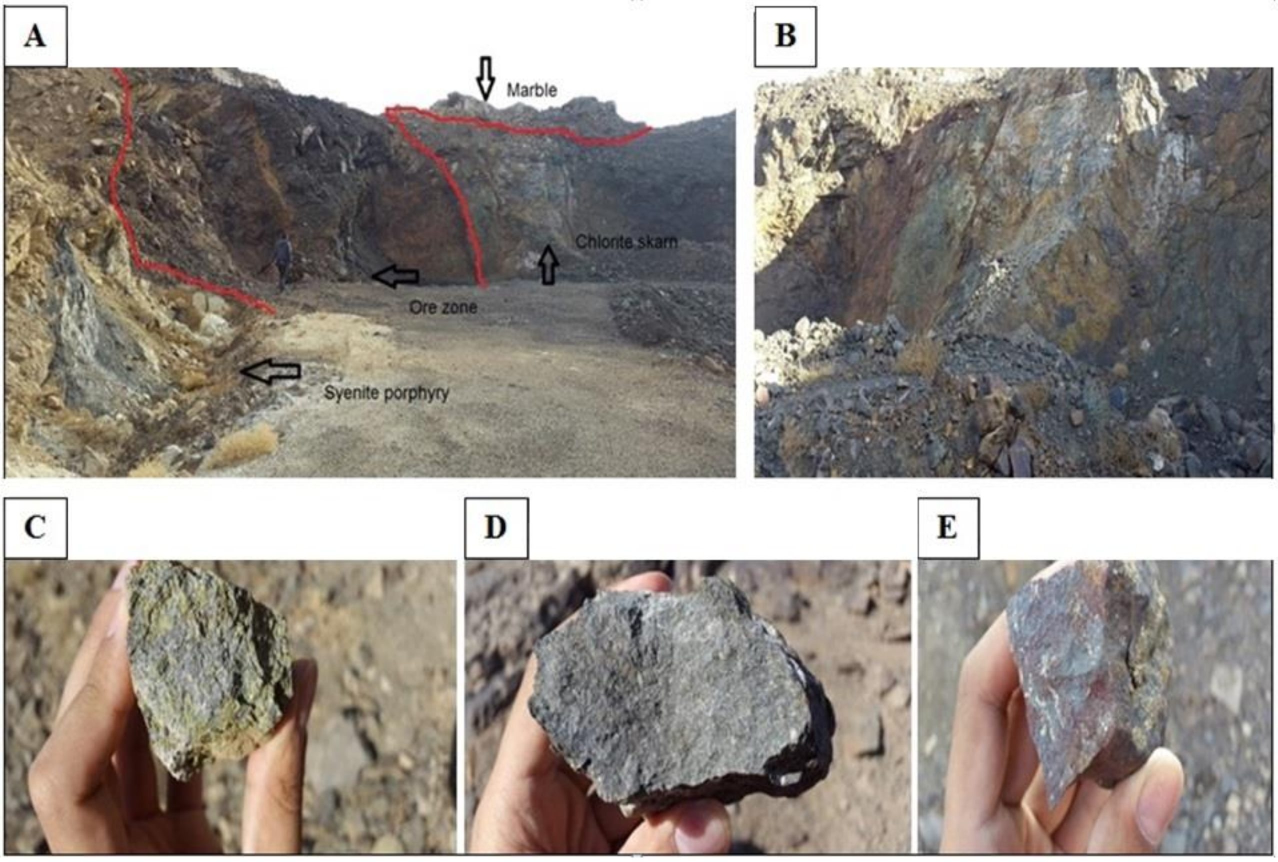
این زون در تماس با واحدهای اسکارنی منطقه است (شکل ۳-A). بخش شمالی و غربی منطقه نیز پوشش واحدهای گرانودیوریت پورفیری منطقه است که خود به دو بخش گرانودیوریت پورفیری و کوارتز دیوریت پورفیری تقسیم‌شده است. واحد کوارتز دیوریت پورفیری در ضلع غربی منطقه قرار داشته و کمترین میزان دگرسانی را داشته و حدود ۱۵ درصد فنوکریست پلاژیوکلاز و کوارتز و کمتر از ۲ درصد بیوتیت دارد. ضلع شمالی منطقه پوشش نسبتاً وسیعی از واحد گرانودیوریت پورفیری است که به سمت شرق به شدت آلکالی بودن آن، اضافه می‌شود و دارای ۲۵ تا ۳۰ درصد فنوکریست فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز و کوارتز است. در این زون فلدسپات‌های آلکالن به کانی‌های رسی و پلاژیوکلاز به کلریت تبدیل‌شده است و شدت دگرسانی کلریتی به سمت زون شرقی افزایش پیدا می‌کند. نفوذ واحدهای نیمه عمیق ائوسن (Amini and Khannazer, 2000) به درون واحدهای آهک کرتاسه به اسکارنی‌شدن این واحدها منجر شده است. زون اسکارنی در ضلع شرقی منطقه بیشترین رخنمون را دارد. زون‌های اسکارنی به پنج بخش پیروکسن اسکارن، کلریت اپیدوت اسکارن، کلریت اسکارن، مگنتیت اسکارن و مرمریت تقسیم شده‌اند. زون پیروکسن اسکارن در تماس با واحدهای سینیتی منطقه و در راستای شرقی- غربی و ضلع جنوبی منطقه قرار دارد (شکل ۲ و شکل ۳-D). پیروکسن نوع اوژیت و کلسیت، کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این زون هستند. گارنت به میزان بسیار کمتر (یک درصد)، پتاسیم فلدسپار و کانی‌های حاصل از واکنش‌های تأخیری از جمله کلریت، لیزاردیت و کریزوتیل نیز از دیگر کانی‌های همراه هستند که در آنالیز کانی‌شناسی مشخص شدند. زون‌های اسکارن دما پایین به دو بخش کلریت اسکارن و کلریت اپیدوت اسکارن تقسیم می‌شوند (شکل ۳-B و C). این زون‌ها تحت‌تأثیر واکنش آب‌های جوی با سیال ماگمایی تشکیل شده‌اند که بر اساس شواهد، تغییرات عناصر فرعی و کمیاب اثبات‌شده است. این دو زون تنها از نظر اپیدوت با یکدیگر تفاوت دارند و از نظر ترکیب کانی‌شناسی شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت، آلبیت، ایلیت و کمتر آمفیبول، پتاسیم فلدسپار، اسمکتیت، سرپانتین و مگنتیت بر اساس آنالیز کانی‌شناسی است. کلریت اسکارن فراوان‌ترین واحد اسکارنی موجود در منطقه است و با یک روند شمالی- جنوبی در محدوده رخنمون دارد. بخش عمده کانی‌سازی در این زون قرار دارد که از همین روند نیز پیروی می‌کند (شکل ۳-E). زون کلریت اپیدوت اسکارن نیز در بخش‌های کوچکی از مرکز تا شرق منطقه و اغلب درون واحد کلریت اسکارن حضور دارد. واحد مرمریت در ضلع جنوبی منطقه و در جوار واحدهای آذرین و اسکارنی با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت تبلور مجدد یافته حضور دارد. داسیت و کنگلومرا جوان‌ترین واحدهای این منطقه هستند که احتمالاً متعلق به پلیوسن باشند (Amini and Khannazer, 2000). البته با توجه به حضور قطعه‌های سنگ‌های آتشفشانی این منطقه درون واحد کنگلومرا، احتمالاً سن این سازند به پلیوسن تعلق داشته باشد (شکل ۲).

کانی‌سازی

کانی‌سازی در این محدوده به صورت توده‌ای درون واحدهای اسکارنی و رگه‌ای است. این کانی‌سازی در راستای شمال‌شرق- جنوب‌غرب و در محدوده‌ای به وسعت نیم کیلومتر مربع وسعت دارد که رخنمون‌های آن در سطح زمین قابل ردیابی است (شکل ۲). مگنتیت مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانه تشکیل‌دهنده این کانسار است. این کانی در مقاطع مختلف دارای بافت متراکم توده‌ای و مارتیتی است (شکل ۴-A و E). هم‌یافت‌های عمده مگنتیت در این منطقه شامل کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت، کالکوپیریت و کولیت و اکسیدهای آهن از جمله هماتیت و گوتیت هستند (شکل ۴-C، D و E). در کانسار مورد بررسی، مگنتیت در فاز اکسایش درجه حرارت بالا و اولین کانه فلزی نهشته شده، است.؛ اما مرحله اصلی نهشت اکسیدها و به خصوص سولفیدها، بعد از مرحله تشکیل اسکارن پیش‌رونده یعنی در طی مراحل آغازی دگرسانی پس‌رونده رخ می‌دهد (Panahi et al., 2011). پیریت

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

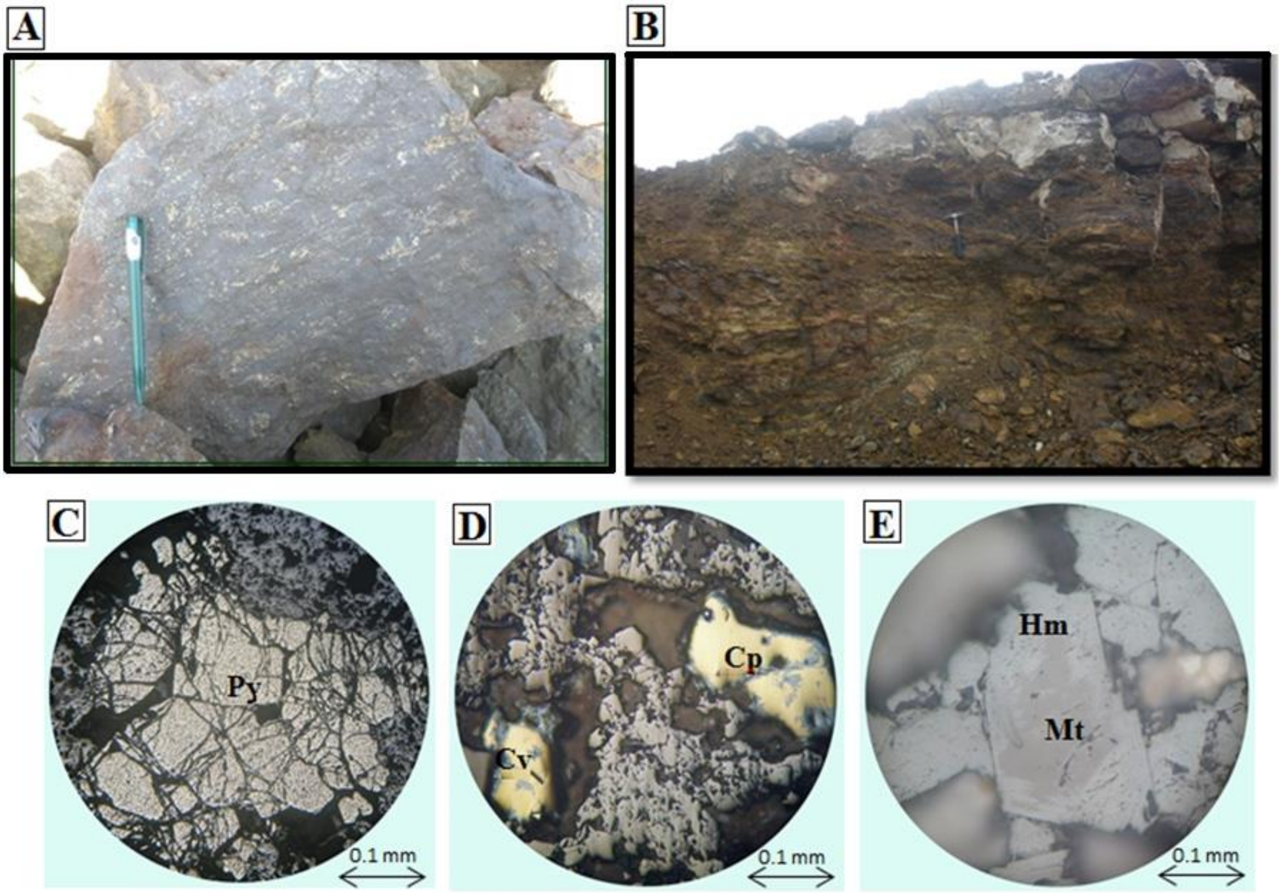
فراوان‌ترین کانه سولفیدی همراه مگنتیت است که بافت لایه‌ای، پراکنده و پرکننده فضای خالی دارد (شکل ۴–A و C). با توجه به کمتر بودن دمای محیط کانی‌سازی پیریت نسبت به مگنتیت و اینکه بلورهای پیریت اغلب در حفره‌ها، شکستگی‌ها و مرز بلورهای مگنتیت دیده می‌شوند، بنابراین تشکیل پیریت بعد از مگنتیت رخ‌داده است. کانی‌سازی با بافت لایه‌ای میان مگنتیت و پیریت نشان می‌دهد که قسمتی از کانی‌سازی پیریت با مگنتیت هم‌زمان بوده است (شکل ۴–A). کالکوپیریت یکی از کانی‌های سولفیدی است که به مقدار بسیار اندک (بیشینه ۲ درصد) همراه با مگنتیت و پیریت مشاهده می‌شود. بافت کالکوپیریت پراکنده و دانه‌ای است که از حاشیه به کولیت تبدیل‌شده است (شکل ۴–D). هماتیت محصول فرایندهای اکسایش بوده و در اثر دگرسانی و هوازدگی مگنتیت توسط آب‌های جوی اکسیدان و در طی فرایند مارتیتی‌شدن حاصل‌شده است. در اثر این فرایند که پس از سرد شدن توده نفوذی و هم‌زمان با هجوم سیالات دما پایین است، کانه مگنتیت در امتداد رخنمون‌ها و درزه‌های خود به هماتیت تبدیل می‌شود (شکل ۴– B و E).



شکل ۳. رخنمون توده‌های نفوذی و زون‌های اسکارنی منطقه شترسنگ، A: رخنمون واحدهای نفوذی با ترکیب سینیت در مجاورت ماده معدنی و زون اسکارنی، دید به سمت شمال‌غرب، B: زون کلریت اسکارن، دید به سمت شمال‌غرب، C: نمونه دستی واحد کلریت اپیدوت اسکارن، D: نمونه دستی واحد پیروکسن اسکارن و E: واحد مگنتیت اسکارن و سولفیدهای اولیه

Fig. 3. Outcrop of intrusive and skarn zone of Shotorsang area, A: outcrop of syenite porphyry and Iron ore and skarn zone, NW view direction, B: chlorite skarn zone, NW view direction, C: sample of chlorite epidote skarn, D: sample of pyroxene skarn, and E: magnetite skarn and primary sulfides

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067
زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴۰۲، دوره ۱۵، شماره ۲



شکل ٤. زون مگنتیت اسکارن و کانی‌های همراه در اسکارن شترسنگ، A: سولفیدهای لایه مانند درون مگنتیت، B: اکسیدشدن مگنتیت به هماتیت و گوتیت و لیمونیت، C: بافت پرکننده فضای خالی که توسط پیریت پر شده است، D: کالکوپیریت پراکنده و کولیت که از حاشیه در حال تشکیل‌شدن است و E: بافت مارتیتی مگنتیت با هماتیت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس‌شده است (Py: پیریت، Cv: کولیت، Cp: کالکوپیریت، Hm: هماتیت و Mt: مگنتیت).

Fig. 4. Magnetite skarn zone and its paragenesis in Shotorsang area, A: Layered sulfide in magnetite, B: oxidizing magnetite to hematite, goethite and limonite, C: open space filling by pyrite, D: Thin section of disseminated chalcopyrite and margin covellite, and E: Martitization of hematite in magnetite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Py: Pyrite, Cv: Covellite, Cp: Chalcopyrite, Hm: Hematite, Mt: Magnetite).

زمین‌شیمی توده‌های نفوذی

نتایج اکسیدهای اصلی نشان می‌دهد که مقدار SiO_2 توده‌های نفوذی منطقه مورد بررسی از ۴۹/۴۱ تا ۶۹/۸۰ درصد متغیر است (جدول ۱). با ترسیم آنالیزهای اکسیدهای اصلی در نمودار TAS (Cox et al., 1979) این سنگ‌ها در محدوده سینودیوریت تا گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-A). بر اساس اندیس تغییرات سیلیس و عناصر آلکالی و منیزیم این سنگ‌ها به دو گروه تقسیم شدند. گروه اول سینیت که شامل کوارتز سینیت پورفیری، بیوتیت سینیت پورفیری و گروه دوم گرانودیوریت که شامل کوارتز دیوریت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری هستند. بر اساس نسبت مولی آلومینیم بر حسب آلکالی (Shand, 1943)، هر دو گروه در محدوده متاآلومینوس قرار دارند (شکل ۵-B)؛ اما

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

گروه گرانودیوریت محتوای آلومینیم بالاتری داشته و بخش کوچکی از نمونه‌ها در محدوده پرآلومینوس قرار دارند. همچنین بر اساس تقسیم‌بندی چپل و وایت (Chappell and White, 2001) محدوده A/CNK کمتر از ۱/۱ متعلق به گرانیتوئیدهای نوع I و بیشتر از ۱/۱ متعلق به نوع S هستند که از این دیدگاه بخش اعظم نمونه‌های مورد بررسی در محدوده نوع I قرار دارند. در نمودار Y در برابر Sr/Y که برای تمایز گرانیتوئیدهای آداکیتی و دیگر گرانیتوئیدها مورد استفاده قرار می‌گیرد (Defant and Drummond, 1993). این توده‌ها در محدوده سنگ‌های با Sr پایین و Y بالا قرار می‌گیرند (شکل ۵-C). بر اساس مقدار عناصر Nb، Y و Rb (جدول ۲) در نمودار پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، موقعیت زمین‌ساختی تشکیل توده‌های نفوذی، کمربند آتشفشانی زون فرورانش است. برخی از نمونه‌ها به علت داشتن Rb بالا که در نتیجه پتاسیم بالا در نمونه‌هاست، در مرز هم‌زمان با برخورد قرار گرفته‌اند (شکل ۵-D).

مقایسه توان کلنه‌زایی توده‌های نفوذی در مقایسه با میانگین جهانی

ترکیب عناصر اصلی گرانیتوئیدهای محدوده شترسنگ با میانگین برخی از گرانیتوئیدهای جهان که همراه با اسکارن آهن، مس و طلا و برخی دیگر از کانسارهای اسکارنی هستند، مقایسه‌شده است (Meinert, 1995). در این نمودارها، تفاوت بین اسکارن‌های آهن و دیگر گرانیتوئیدهای حاوی اسکارن بر اساس نسبت‌های SiO_2 در برابر K_2O، SiO_2 در برابر MgO، SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O و نیز Ni در برابر V ترسیم‌شده است (Meinert, 1995). چنان‌که مشخص است گرانیتوئیدهای حاوی اسکارن آهن با محتوای MgO بالاتر و K_2O و SiO_2 کمتر نسبت به دیگر انواع اسکارن همراه هستند. در این بخش دو دسته اصلی گرانیتوئیدها که در ابتدا به آنها اشاره شد، برای مقایسه آورده شده است. میزان متوسط MgO برای سینیت و گرانودیوریت به ترتیب ۲/۷۲ و ۰/۳۹ است (شکل ۶-B).

جدول ۱. نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی منطقه شترسنگ بر حسب درصد وزنی، سینیت پورفیری (S) و گرانودیوریت پورفیری (G)

Table 1. Major oxides of Shotorsang area based on wt.%, syenite porphyry (S) and granodiorite porphyry (G)

Sample	S	S	S	S	S	S	S	S
Long	58°26'11"	58°26'01"	58°25'55"	58°25'59"	58°25'50"	58°25'55"	58°25'53"	58°26'00"
Lat	36°35'40"	36°35'35"	36°35'39"	36°35'31"	36°35'45"	36°35'47"	36°35'30"	36°35'45"
SiO_2	51.34	52.26	49.41	49.41	52.93	53.11	50.29	51.05
TiO_2	1.15	1.1	1.71	1.53	0.65	1.09	1.28	0.98
Al_2O_3	15.53	14.95	16.35	14.75	12.32	15.17	15.49	14.27
FeO	5.49	4.4	7.67	7.43	6.8	6.61	6.11	5.79
MnO	0.11	0.17	0.42	0.43	0.14	0.42	0.28	0.19
MgO	3.39	2.53	2.5	2.29	2.9	2.88	3.05	2.2
CaO	6.54	8.31	8.95	8.97	9.62	7.17	8.77	7.12
Na_2O	2.95	5.36	5.67	3.26	5.43	3.17	4.44	5.06
K_2O	6.2	3.34	1.76	6.1	2.04	5.14	3.77	2.18
P_2O_5	0.56	0.48	0.91	0.8	0.19	0.55	0.38	0.71
LOI	4.82	5.43	6.42	7.21	7.11	5.93	5.11	7.17
Total	98.08	98.33	101.7	102.1	100.1	101.2	99.49	97.79

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی منطقه شترسنگ بر حسب درصد وزنی، سینیت پورفیری (S) و گرانودیوریت پورفیری (G)

Table 1 (Continued). Major oxides of Shotorsang area based on wt.%, syenite porphyry (S) and granodiorite porphyry (G)

Sample	G	G	G	G
Long	58°25'25"	58°25'51"	58°25'24"	58°26'01"
Lat	36°36'05"	36°36'10"	36°35'57"	36°36'07"
SiO_2	67.49	69.8	66.46	66.17
TiO_2	0.2	0.17	0.27	0.25
Al_2O_3	15.08	14.14	16.27	14.22
FeO	3.01	2.9	3.55	3.23
MnO	0.02	0.04	0.04	0.06
MgO	0.36	0.56	0.34	0.29
CaO	2.67	2.76	1.84	4.07
Na_2O	5.77	5.28	5.77	6.06
K_2O	2.07	1.28	1.94	1.25
P_2O_5	0.1	0.08	0.09	0.08
LOI	2.41	1.83	2.71	3.35
Total	99.18	98.84	99.28	99.03

جدول ۲. نتایج آنالیز عناصر فرعی منطقه شترسنگ بر حسب پی پی ام، سینیت پورفیری (S) و گرانودیوریت پورفیری(G)

Table 2. Trace element of Shotorsang area based on ppm, syenite porphyry(S) and granodiorite porphyry (G)

Sample	S	S	S	S	S	S	S	S
Long	58°26'00"	58°25'55"	58°25'55"	58°25'50"	58°26'01"	58°25'59"	58°26'11"	58°25'53"
Lat	36°35'45"	36°35'47"	36°35'39"	36°35'45"	36°35'35"	36°35'31"	36°35'40"	36°35'30"
Ba	1084	1148	1118	1042	1418	1900	1589	1395
Co	2.6	3.5	17	18	10	18	12	5.1
Nb	44.5	45.8	31	20	16	16	22	46.8
Rb	22	20	92	53	92	113	172	72
Sr	209	227	389	568	1189	321	464	372
V	25	43	106	71	105	126	101	77
Zr	105	69	251	142	430	261	370	390
Y	17.8	14	40	20	36	36	55	22
La	80	45	114	69	108	78	102	66
Ce	152	81	192	108	130	147	143	128
Zn	483	159	127	161	103	175	70	54
Ni	3	5	15	33	22	21	15	6

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

ادامه جدول ۲. نتایج آنالیز عناصر فرعی منطقه شترسنگ بر حسب پی پی ام، سینیت پورفیری (S) و گرانودیوریت پورفیری(G)

Table 2 (Continued). Trace element of Shotorsang area based on ppm, syenite porphyry(S) and granodiorite porphyry (G)

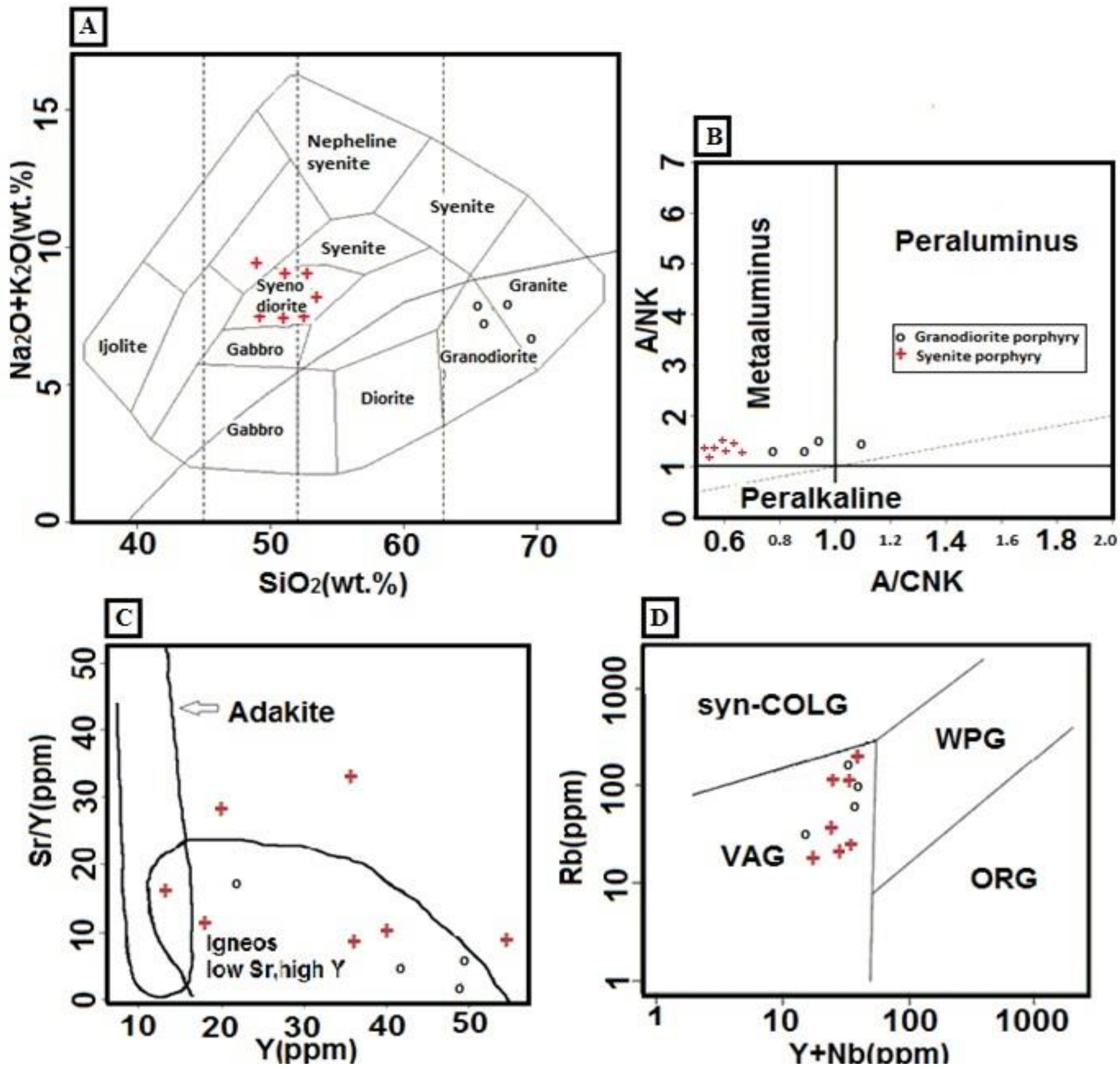
Sample	G	G	G	G
Long	58°25'25"	58°25'51"	58°25'24"	58°26'01"
Lat	36°36'05"	36°36'10"	36°35'57"	36°36'07"
Ba	1266	1259	1178	1574
Co	9.4	7	10	10
Nb	8.9	29	26	35
Rb	36	97	106	86
Sr	396	311	83	229
V	65	14	45	40
Zr	35	125	133	140
Y	7.8	50	49	42
La	14	18	21	18
Ce	21	35	33	19
Zn	51	67	45	81
Ni	18	22	27	27

این میزان برای گرانیتوئیدهای حاوی اسکارن آهن ۳ درصد، برای اسکارن طلا ۳/۲ درصد و برای اسکارن مس ۱/۸ درصد است (Meinert, 1995). از این نظر، سینیت مشابهت بیشتری با اسکارن آهن داشته؛ اما از نظر محتوای سیلیس پایین‌تر از حدی بوده است که در نمودار نمایش‌داده شود. علت این موضوع آن است که این واحد در تماس با سنگ‌های کربناته، بخش اعظم سیلیس خود را از دست‌داده است و به کاهش محتوای سیلیس در توده سینیت و به خصوص کوارتز سینیت منجرشده است. این سیلیس در ادامه واکنش با سنگ‌های کربناته واحد پیروکسن اسکارن و دیگر زون‌های اسکارن را تشکیل‌داده است. واحد گرانودیوریت نیز نسبت به دیگر واحدهای اسکارنی که در نمودار دیده می‌شود محتوای MgO کمتری دارد.

میزان متوسط K_2O برای سینیت و گرانودیوریت به ترتیب ۳/۸۲ و ۱/۶۴ است (شکل ۶-A). این میزان برای گرانیتوئیدهای حاوی اسکارن آهن ۲/۱ درصد و برای اسکارن طلا ۲/۵ درصد و برای اسکارن مس ۳/۶ درصد است (Meinert, 1995). بر اساس نمودار ترسیم‌شده، واحد گرانیتوئیدهای منطقه شترسنگ انطباق کاملی با اسکارن آهن و اسکارن آهن- مس دارد. میزان متوسط مجموع عناصر آلکالی برای سینیت و گرانودیوریت به ترتیب ۸/۲۳ و ۷/۳۶ بوده و همان‌گونه که از نمودار نیز دریافت می‌شود این مؤلفه نیز با گرانیتوئیدهای حاوی کانی‌سازی اسکارن آهن مطابقت دارد (شکل ۶-C). ضمن آنکه بخشی از نمونه‌ها نیز در محدوده اسکارن آهن مس قرار دارند. میزان اندیس آلومینیم برای کانسارهای اسکارن آهن از ۰/۳۶ تا ۱/۰۹ متغیر است (Meinert, 1995) که شاخص اسکارن‌های مشتق‌شده از گرانیتوئیدهای گوشته با کمترین یا بدون آغشتگی با پوسته است (Meinert, 1984). اندیس آلومینیم برای گروه سینیت از ۰/۵ تا ۰/۷ متغیر و میانگین آن ۰/۶ است. این در حالی است که برای گرانودیوریت از ۰/۷ تا ۱/۱ متغیر و میانگین آن ۰/۹۵ است. بر این اساس اندیس

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

آلومینیم سینیت‌ها شباهت بیشتری به توانایی اسکارن‌زایی آهن در منطقه را دارد. ضمن آنکه آغشتگی بیشتری با پوسته قاره‌ای نیز داشته است. از نسبت K_2O/MgO نیز برای تمایز اسکارن‌های حاوی آهن استفاده شده است. این نسبت برای اسکارن آهن ۱/۸، برای اسکارن طلا ۱/۰، برای اسکارن مس ۲/۹، برای اسکارن تنگستن ۲۶/۸، برای اسکارن مولیبدن ۹۱/۲ و برای اسکارن قلع ۵۸/۱ است (Meinert, 1995).

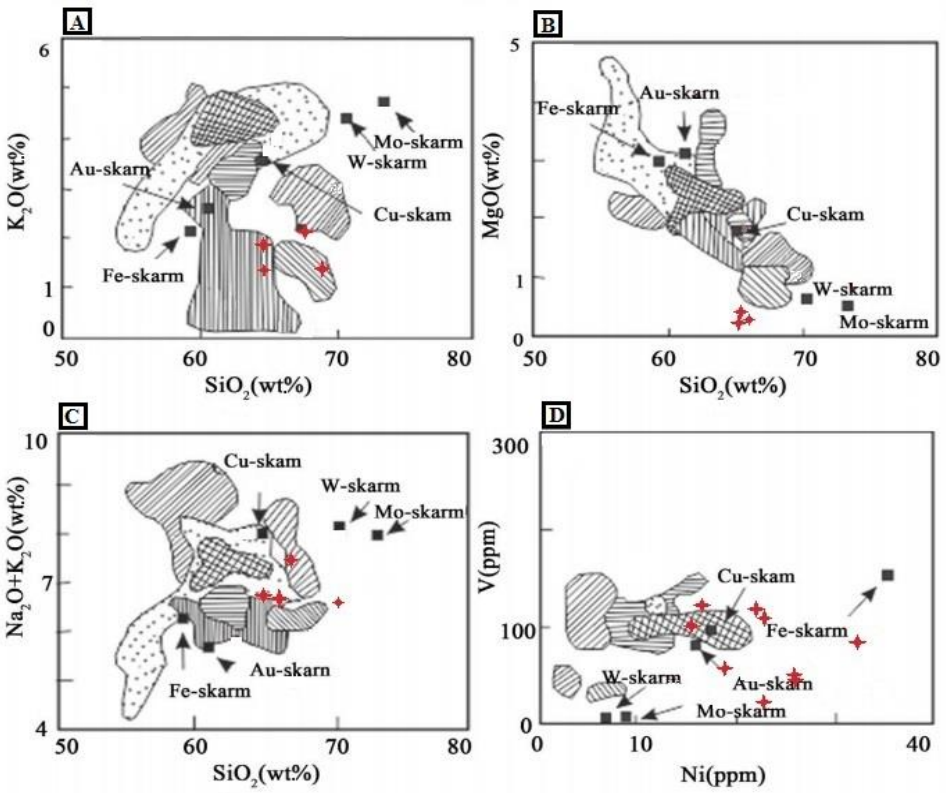


شکل ۵. موقعیت توده‌های منطقه شترسنگ بر روی A: نمودار TAS (Cox et al., 1979)، B: اندیس آلومینیم در نمودار ACNK (Shand, 1943)، C: نمودار Y در برابر Sr/Y (Defant and Drummond, 1993) و D: موقعیت زمین‌ساختی توده‌های آذرین (Pearce et al., 1984)

Fig. 5. Location of granitoid sample in Shotorsang A: TAS diagram (Cox et al., 1979), B: Al saturation index (Shand, 1943), C: plot Y vs Sr/Y and field of adakite and other granitoids (Defant and Drummond, 1993), and D: tectonic setting location of igneouse units (Pearce et al., 1984)

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

این نسبت برای گروه سینیت ۱/۴۶ و برای گرانودیوریت ۳/۸۱ است. از این نظر شرایط مناسب برای اسکارن آهن در گروه سینیت و برای اسکارن مس در گروه گرانودیوریت قرار دارد. بر اساس همه موارد اشاره شده در بالا، سینیت‌های منطقه شترسنگ توانایی مناسب برای کانسارسازی نوع اسکارن آهن و در درجه بعدی اسکارن مس را دارند. برای سنگ‌های ماگمایی مشخص‌شده است که میزان Rb در طی فرایند تفریق و تبلور افزایش می‌یابد (Meinert, 1995). گرانیتوئیدهای با توانایی لازم برای اسکارن آهن، میزان Rb پایین‌تری دارند (۳۹ppm)؛ در حالی که این میزان برای اسکارن مس ۱۰۳ppm و برای اسکارن طلا ۶۹ppm است. میزان محتوای Rb برای تمام گرانیتوئیدهای منطقه شترسنگ ۸۰ppm است. با توجه به همراهی این گرانیتوئیدها با اسکارن آهن در این منطقه، بالا بودن میزان Rb با آغشتگی پوسته‌ای این توده‌ها قابل توجیه است. علاوه بر این می‌تواند مخلوط‌شدن یک ماگمای مافیک با یک ماگمای فلسیک در عمق کم نیز باشد (Martin-Izard et al., 2000). میزان V و Ni در کانسارهای اسکارن آهن بیشترین میزان است و به ترتیب ۱۵۲ و ۳۵ پی‌پی‌ام است. این مقدار برای طلا به ۹۹ و ۱۸، برای مس ۸۵ و ۱۶، برای روی ۳۰ و ۹، برای تنگستن ۷ و ۷ و برای مولیبدن ۴ و ۱۰ پی‌پی‌ام است (Meinert, 1995). این میزان برای گروه سینیت شترسنگ (Ni=16 , V=82) و برای گرانودیوریت شترسنگ (Ni=20 , V=48) ماست (شکل ۶-D).



شکل ۶. نمودار عناصر آلکالی در برابر سیلیس توده‌های منطقه شترسنگ و مقایسه با اسکارن‌های جهانی A: SiO_2 در برابر K_2O، B: SiO_2 در برابر MgO، C: SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O و D: Ni در برابر V. (خطوط عمودی اسکارن آهن و مورب اسکارن مس) (Meinert, 1995)

Fig. 6. Chart of Alkaline versus silica content and location of intrusive rocks of Shotorsang compared to world skarns for A: SiO_2 vs K_2O, B: SiO_2 vs MgO, C: SiO_2 vs Na_2O+K_2O, and D: Ni vs V. (vertical hatching is Fe skarn and diagonal hactching is Cu skarn) (Meinert, 1995)

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

این مقادیر نسبت به میانگین جهانی اسکارن آهن عدد پایین‌تری دارند. در مجموع، بالابودن میزان Rb و پایین‌بودن میزان Ni و V این فرضیه را که ماگما دچار تفریق شده و به پوسته آغشته‌شده است را تأیید می‌کند؛ در حالی‌که اگر هم میزان Rb و هم میزان Ni و V افزایش نشان می‌داد، اختلاط یک ماگمای مشتق‌شده از گوشته با یک ماگمای مافیک با یک ماگمای به شدت تفریق‌یافته فرضیه قابل قبول‌تری به نظر می‌رسید (Kuşçu et al., 2002). لذا چنان‌که در مورد محیط زمین‌ساختی و موارد اشاره شده در بالا و نیز روند تغییرات نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب سنگ‌های محدوده مورد بررسی، بیان‌شد، می‌توان انتظار داشت سیال تشکیل‌دهنده اسکارن آهن این منطقه دچار تفریق و تحول ماگمایی شده و با پوسته نیز آغشتگی داشته است. اگرچه که این میزان تفریق‌پذیری نمی‌توانسته شدید باشد. ضمن آنکه اندیس‌های مورد بررسی نشان می‌دهد گرانیتوئیدهای موجود در این منطقه ضمن کانسارسازی اسکارن آهن می‌تواند برای اسکارن مس نیز مورد بررسی قرار گیرد.

زمین‌شیمی REE توده‌های نفوذی، کانسنگ و زون‌های اسکارنی

عناصر REE نسبت به سایر عناصر به مقدار کمتری در معرض هوازدگی و دگرسانی گرمابی قرار می‌گیرند، بنابراین الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشانه‌هایی از منشأ سنگ‌ها را اثبات کند (Boynton, 1984). بررسی رفتار REE در سنگ‌ها و کانی‌ها به واسطه رفتار ویژه آنها در طی فرایندهای زمین‌شیمیایی است و به همین دلیل است که از آنها به عنوان نشانگر در شناخت منشأ سنگ و ماده معدنی و محیط‌های زمین‌ساختی و زمین‌شناسی استفاده می‌شود (Brooking, 1984; Rard, 1988). REEها به سه زیرگروه تقسیم می‌شوند: HREE، MREE و LREE (Rollinson, 1993). درجه تفکیک بین REEها با نسبت LREE/HREE مشخص می‌شود. باید به این نکته توجه شود که جانشینی راحتی بین REEها و Ca به دلیل ویژگی‌های ایزومورفی این عنصر صورت می‌گیرد که یکی از ویژگی‌های مهم آنهاست.

مقادیر این عناصر در جدول ۳ آمده است.

الگوی توزیع عناصر REE نسبت به کندریت عادی‌شده برای توده‌های مختلف موجود در منطقه در شکل ۷ ترسیم‌شده است. این الگو، اگرچه نسبتاً صاف و هموار به نظر می رسد؛ اما در مجموع نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREE است. زون پیروکسن اسکارن بیشترین الگوی غنی‌شدگی و کانسنگ مگنتیت کمترین غنی‌شدگی را از خود نشان می‌دهد. زون‌های کلریت اسکارن و کلریت اپیدوت اسکارن هم غنی‌شدگی متوسط نشان می‌دهند. مقایسه تمرکز عناصر LREE (از La تا Nd) و MREE (از Sm تا Ho) و HREE (از Er تا Lu) برای زون ماده معدنی و دیگر زون‌ها دو نکته مهم را عنوان می‌کند (شکل ۸-A و B). الگوی توزیع عناصر گروه LREE و MREE یک تهی‌شدگی نسبتاً شدید در زون ماده معدنی نسبت به واحدهای سینیتی، گرانودیوریتی و اسکارنی دارد؛ در حالی‌که برای همین مجموعه عناصر یک غنی‌شدگی شدید نیز برای زون‌های اسکارنی و به خصوص پیروکسن اسکارن در تماس با محلول گرمابی نسبت به واحدهای آلتره اطراف وجود دارد. این غنی‌شدگی شدید در زون پیروکسن اسکارن به دلیل وجود دو عامل است. اول حضور کانی‌های کلسیم- منیزیم‌دار پیروکسن و دوم حضور کانی کلسیت تبلور مجددیافته که نشان از جانشینی کاتیونی عناصر LREE و MREE به جای Ca دارد. الگوی توزیع عناصر HREE هم الگوی مشابهی با LREE و MREE نشان می‌دهد، با این تفاوت که در زون اسکارنی افزایش قابل توجهی در عناصر کمیاب خاکی سنگین ندارد.

برای ارزیابی درجه تفکیک بین REEها از نسبت‌های (La/Yb)n، (La/Sm)n و (Gd/Yb)n استفاده شده است (شکل ۹). (La/Yb)n تعیین کننده درجه تفکیک بین LREE و HREE است (Aubert et al., 2001; Yusoff et al., 2013)؛ در حالی‌که دو نسبت دیگر به ترتیب برای مشخص‌کردن درجه تفکیک بین LREE و MREE و نیز بین MREE و HREE هستند (Yusoff et al., 2013).

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

جدول ۳. عناصر کمیاب توده‌های آذرین، اسکارن و کانسنگ منطقه شترسنگ بر حسب پی‌پی‌ام

Table 3. REE dispersion of intrusive, skarn and ore body of Shotorsang based on ppm

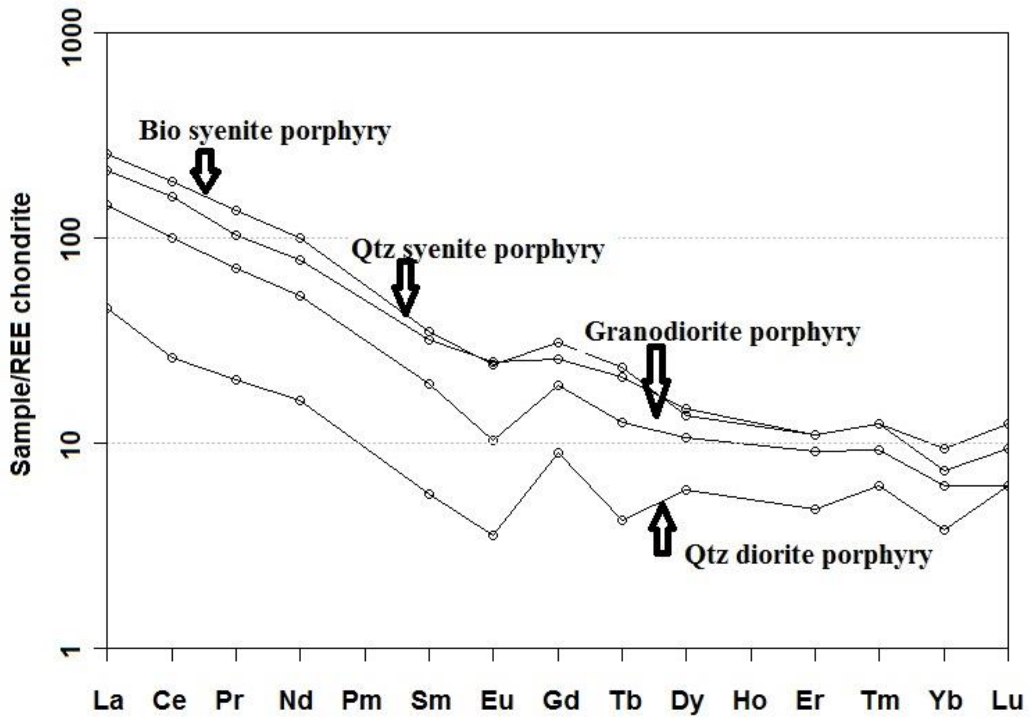
Petrology	Qtz syenite	Bio syenite	Ore	Ore	Ore	Ore
Long	58°26'01'	58°25'58"	58°25'48"	58°25'48"	58°25'49"	58°25'50"
Lat	36°35'44'	36°35'46"	36°35'50"	36°35'52"	36°35'55"	36°36'00"
La	45	80	24.6	8.5	8.2	10.7
Ce	81	152	20.1	9.4	9.8	8.7
Pr	8.67	16.56	1.44	0.9	0.77	0.8
Nd	31.2	60.2	3.7	2.7	2.2	2.6
Sm	3.8	6.8	0.38	0.39	0.26	0.36
Eu	0.75	1.76	0.09	0.1	0.19	0.26
Gd	4.94	7.97	0.39	0.32	0.39	0.32
Tb	0.6	1.1	0.06	0.05	0.06	0.05
Dy	3.4	4.4	0.29	0.24	0.28	0.27
Ho			0	0	0	0
Er	1.9	2.3	0.19	0.15	0.2	0.16
Tm	0.3	0.4	0.05	0.03	0.03	0.03
Yb	1.29	1.53	0.24	0.22	0.29	0.22
Lu	0.2	0.3	0.04	0.05	0.04	0.04
Y	14	17.8	2.2	1.5	2.2	1.6
LaN	145.1	258.06	79.35	27.42	26.45	34.52
CeN	100.2	188.12	24.88	11.63	12.13	10.77
PrN	71.07	135.74	11.8	7.38	6.31	6.56
NdN	52	100.33	6.17	4.5	3.67	4.33
PmN	NA	NA	NA	NA	NA	NA
SmN	19.49	34.87	1.95	2	1.33	1.85
EuN	10.2	23.95	1.22	1.36	2.59	3.54
GdN	19.07	30.77	1.51	1.24	1.51	1.24
TbN	12.66	23.21	1.27	1.05	1.27	1.05
DyN	10.56	13.66	0.9	0.75	0.87	0.84
HoN	NA	NA	0.97	0.84	1.11	0.7
ErN	9.05	10.95	0.9	0.71	0.95	0.76
TmN	9.26	12.35	1.54	0.93	0.93	0.93
YbN	6.17	7.32	1.15	1.05	1.39	1.05
LuN	6.21	9.32	1.24	1.55	1.24	1.24
Ce/Ce*	1.032	1.024	1.102	0.96	1.118	1.083
Eu/Eu*	0.53	0.73	0.71	0.87	1.82	2.34
LaN/YbN	23.52	35.25	69.1	26.05	19.06	32.79
LaN/SmN	7.45	7.4	40.72	13.71	19.84	18.7
CeN/YbN	16.24	25.7	21.66	11.05	8.74	10.23
CeN/SmN	5.14	5.39	12.77	5.82	9.1	5.83
GdN/YbN	3.09	4.20	1.31	1.18	1.09	1.18
EuN/YbN	1.65	3.27	1.07	1.29	1.86	3.36
PrN/YbN	11.52	18.54	10.26	7.03	4.54	6.25
La/Y	3.21	4.49	11.18	5.67	3.73	6.69
Sum REE	183.0	335.32	51.64	23.11	22.79	24.56
LREE	165.8	308.76	49.84	21.5	20.97	22.8
MREE	13.49	22.03	1.21	1.1	1.18	1.26
HREE	3.69	4.53	0.52	0.45	0.56	0.45

ادامه جدول ۳. عناصر کمیاب توده‌های آذرین، اسکارن و کانسنگ منطقه شترسنگ بر حسب پی‌پی‌ام

Table 3 (Continued). REE dispersion of intrusive, skarn and ore body of Shotorsang based on ppm

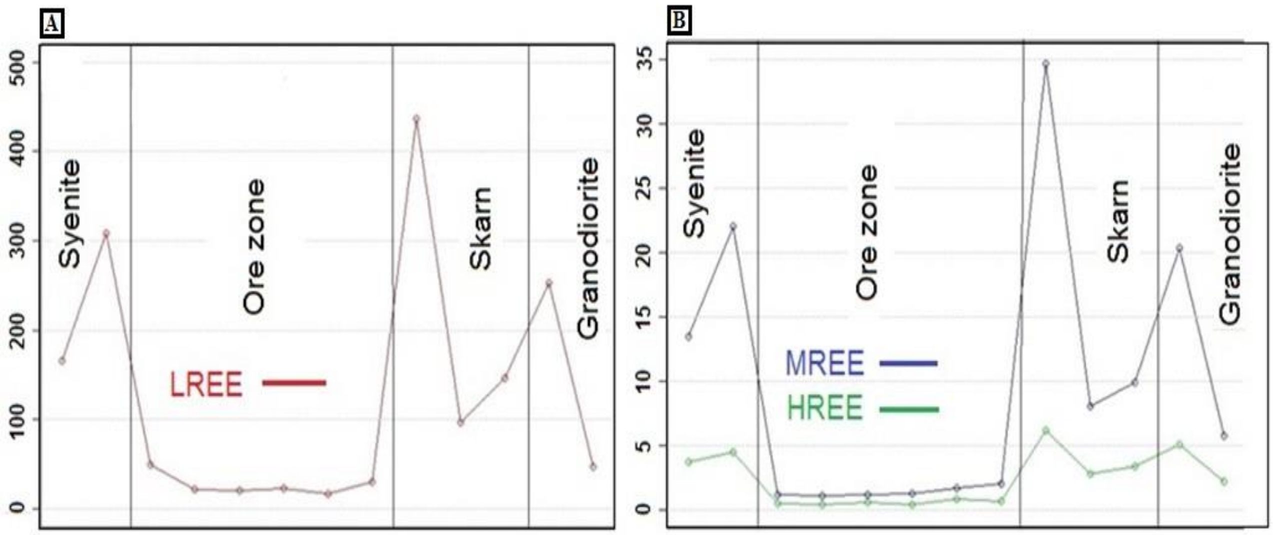
Petrology	Px Skarn	Chl-Epi Skarn	Chl Skarn	Qtz Diorite	Qtz Diorite
Long	58°25'25"	58°25'28"	58°25'47"	58°25'50"	58°25'30"
Lat	36°35'40"	36°35'47"	36°35'50"	36°36'05"	36°35'57"
La	153	32	49	66	14
Ce	189	44	68	128	21
Pr	20.21	4.77	6.65	12.55	2.46
Nd	75	16.3	22.7	46.6	9.6
Sm	10.9	1.7	2.3	6.2	1.1
Eu	4.31	0.12	0.31	1.83	0.26
Gd	10.72	3.3	3.96	6.63	2.31
Tb	1.8	0.4	0.5	1	0.2
Dy	6.9	2.5	2.8	4.7	1.9
Ho					
Er	3.3	1.4	1.5	2.3	1
Tm	0.5	0.3	0.3	0.4	0.2
Yb	2.05	0.87	1.25	1.96	0.78
Lu	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2
Y	29.9	10.9	12.5	22	7.8
LaN	493.55	103.23	158.06	212.9	45.16
CeN	233.91	54.46	84.16	158.42	25.99
PrN	165.66	39.1	54.51	102.87	20.16
NdN	125	27.17	37.83	77.67	16
PmN	NA	NA	NA	NA	NA
SmN	55.9	8.72	11.79	31.79	5.64
EuN	58.64	1.63	4.22	24.9	3.54
GdN	41.39	12.74	15.29	25.6	8.92
TbN	37.97	8.44	10.55	21.1	4.22
DyN	21.43	7.76	8.7	14.6	5.9
HoN	NA	NA	NA	NA	NA
ErN	15.71	6.67	7.14	10.95	4.76
TmN	15.43	9.26	9.26	12.35	6.17
YbN	9.81	4.16	5.98	9.38	3.73
LuN	9.32	6.21	9.32	12.42	6.21
Ce/Ce*	1.065	0.967	1.071	1.162	1.023
Eu/Eu*	1.22	0.15	0.31	0.87	0.5
LaN/YbN	50.32	24.8	26.43	22.7	12.1
LaN/SmN	8.83	11.84	13.4	6.7	8.01
CeN/YbN	23.85	13.08	14.07	16.89	6.96
CeN/SmN	4.18	6.25	7.14	4.98	4.61
GdN/YbN	4.22	3.06	2.56	2.73	2.39
EuN/YbN	5.98	0.39	0.71	2.65	0.95
PrN/YbN	16.89	9.40	9.12	10.97	5.40
La/Y	5.12	2.94	3.92	3.00	1.79
Sum REE	477.99	107.86	159.57	278.57	55.01
LREE	437.21	97.07	146.35	253.15	47.06
MREE	34.63	8.02	9.87	20.36	5.77
HREE	6.15	2.77	3.35	5.06	2.18

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067



شکل ۷. الگوی توزیع عناصر کمیاب در واحدهای مختلف منطقه شترسنگ

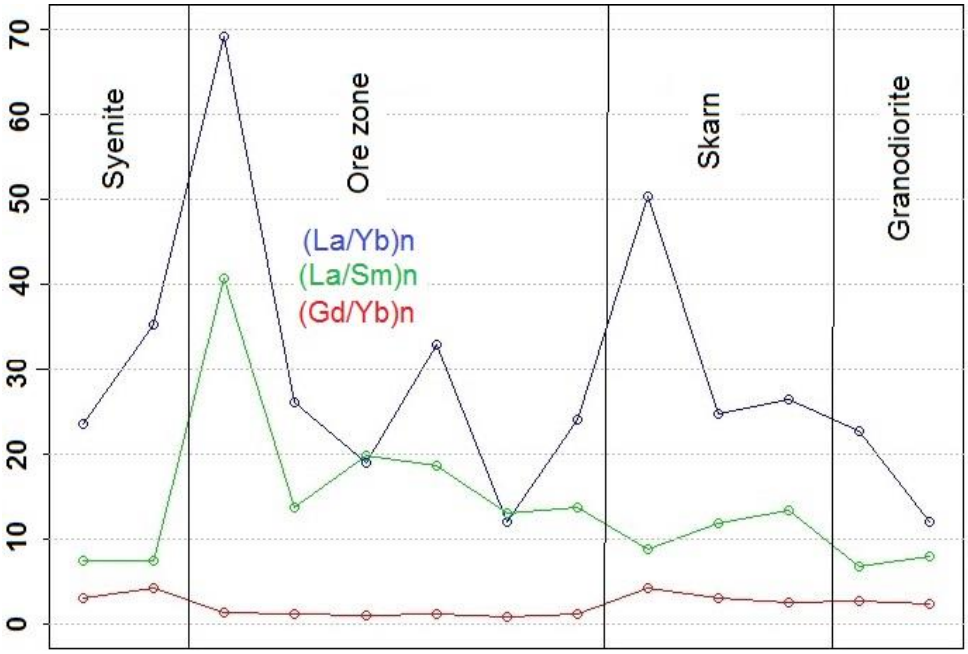
Fig. 7. Spider diagram of REE of different lithology of Shotorsang



شکل ۸. پراکندگی مجموع عناصر کمیاب واحدهای مختلف زمین‌شناسی منطقه شترسنگ برای A: LREE و B: MREE-HREE

Fig. 8. Distribution of sum of REE content in different lithology units of Shotorsang for A: LREE, and B: MREE-HREE

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067　　　　زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴۰۲، دوره ۱۵، شماره ۲



شکل ۹. درجه تفکیک عناصر کمیاب خاکی سبک و سنگین در توده‌های نفوذی، اسکارن و کانسنگ آهن شترسنگ توسط نسبت‌های (La/Yb)n، (La/Sm)n و (Gd/Yb)n

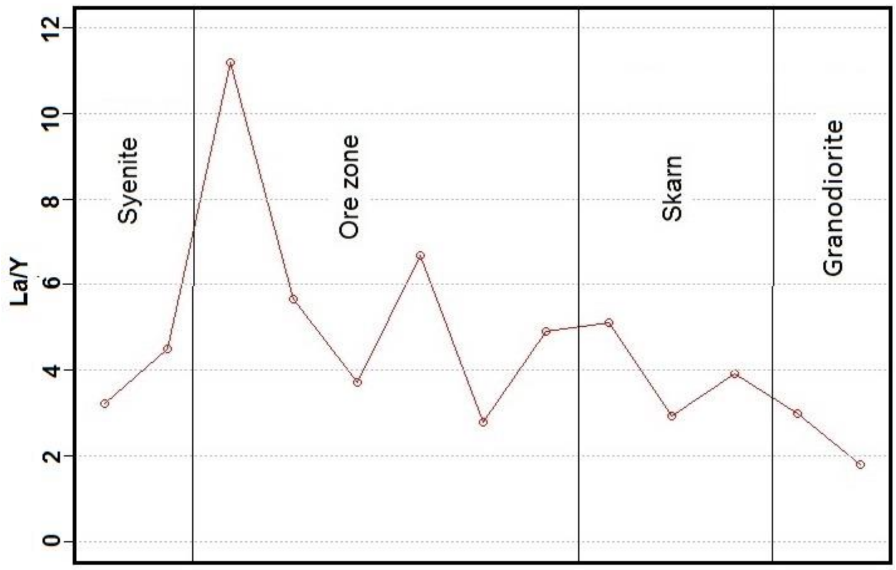
Fig. 9. LREE separation and HREE of intrusive rocks, skarn and ore body of Shotorsang by (La/Yb)n, (La/Sm)n and (Gd/Yb)n ratio

این نسبت‌ها برای (La/Yb)n از ۱۲/۱تا ۶۹/۱، برای (La/Sm)n از ۶/۷ تا ۴۰/۷۲ و برای (Gd/Yb)n از ۰/۸۹ تا ۴/۲۲ متغیر است. چنان‌که مشخص است، در طی فرایند اسکارنی‌شدن، بیشترین درجه تفکیک بین LREE و HREE اتفاق‌افتاده است (تا حدود ۷۰ برابر) و کمترین درجه تفکیک نیز بین MREE و HREE صورت‌گرفته است. بیشترین مقدار از این نسبت‌ها در محدوده زون کانی‌سازی قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده این موضوع است که بیشترین میزان تفکیک عناصر REE در این بخش صورت‌گرفته است. علاوه بر آن، زون پیروکسن اسکارن نیز درجه تفکیک‌شدگی LREE نسبت به HREE نسبتاً بالایی از خود نشان می‌دهد ((La/Yb)n). علت این موضوع آن است که پیروکسن اسکارن در منطقه شترسنگ اولین زون دما بالا در تماس با سیال ماگمایی است و لذا بیشترین تفکیک‌شدگی را نیز از خود نشان می‌دهد؛ در حالی‌که در همین زمان که بخشی از کانی‌سازی سنگ آهن شکل می گیرد، تفکیک‌پذیری عناصر REE به بیشترین مقدار خود می‌رسد.

چنان‌که ملاحظه شد، برای بررسی توزیع پراکندگی الگوی عناصر REE از نسبت‌های مختلفی استفاده می‌شود. یکی دیگر از این نسبت‌ها، نسبت La/Y است که برای مشخص‌کردن شرایط pH محیط تشکیل مورد استفاده قرار می‌گیرد. نسبت La/Y بیشتر از یک شرایط قلیایی و مقدار کمتر از یک شرایط اسیدی را نشان می‌دهد (Crinci and Jurkowic, 1989). از این نمودار مشخص می‌شود که مجموعه کانی‌سازی و زون اسکارنی در محیط قلیایی تشکیل‌شده است (شکل ۱۰). زون کانی‌سازی بیشترین میزان La/Y را دارد. در هنگام تشکیل زون اسکارنی، تأثیر محلول گرمالی با سنگ دیواره موجب افزایش شدید pH محلول شده و ضمن تشکیل زون‌های اسکارنی کانی‌سازی را در شرایط قلیایی به وجود آورده است. با وجود محیط قلیایی بالا در هنگام کانی‌سازی،

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

زون کانی‌سازی کمترین میزان REE را در خود جای‌داده است. این عامل به دلیل ترکیب مگنتیت و ساختار شبکه بلوری آن است که در شرایط خالص بودن پذیرای عناصر کمیاب خاکی نیست. به جز آپاتیت و تیتانومگنتیت، مگنتیت خالص مکانی مناسب برای تمرکز عناصر REE نیست (Asadi, 2009). در محدوده شترسنگ محتوای عناصر فرعی مانند V، Ti، Ni، Zn، Mn و Mg کمتر از آن است که بتواند فضای مناسب جهت جای‌گیری REE داشته باشد.



شکل ۱۰. درجه قلیایی تشکیل زون‌های مختلف در اسکارن شترسنگ توسط نسبت La/Y

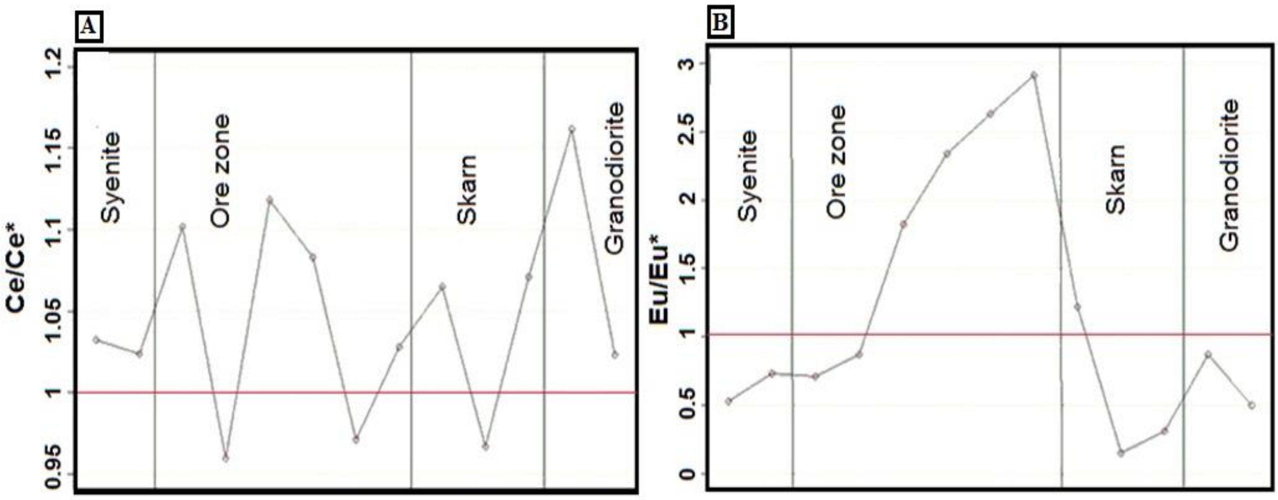
Fig. 10. Alkaline degree of formation of different zones of Shotorsang Fe skarn by La/Y ratio

عوامل کنترلی آنومالی‌های Ce و Eu زون‌های اسکارن، کانسنگ و توده‌های نفوذی

محاسبه آنومالی‌های Eu و Ce توسط فرمول‌های محاسبه این عناصر محاسبه و ترسیم‌شده است که با نسبت‌های Eu/Eu* و Ce/Ce* شناخته می‌شوند (Taylor and McLennan, 1985). میزان تغییرات این آنومالی‌ها در واحدهای بررسی شده به ترتیب ۰/۱۵ تا ۲/۹۱ و ۰/۹۶ تا ۱/۶۲ است. مقادیر بالاتر از ۱ آنومالی مثبت و مقادیر کمتر از ۱ آنومالی منفی محسوب می‌شوند (Kuşçu et al., 2002). بررسی نمودار Ce/Ce* نشان می‌دهد (شکل ۱۱–A) دو ویژگی متمایز در بخش زون اسکارنی و ماده معدنی وجود دارد. بخش اول کمتر از ۱ که متعلق به زون کلریت اسکارن و بخشی از ماده معدنی است و بخش دوم که بیشتر از ۱ و متعلق به زون پیروکسن اسکارن و ماده معدنی است. بر این اساس دو حالت زیر برای تکامل زون اسکارنی صورت می‌گیرد: ۱) آنومالی بیشتر از ۱ برای Ce/Ce* که بازگوکننده شرایط اسیدی با تمرکز بالاتر محتوای REE را نشان می‌دهد که منطبق بر زون پیروکسن اسکارن و کلریت–اپیدوت اسکارن است. ۲) آنومالی کمتر از ۱ برای Ce/Ce* که بازگوکننده شرایط قلیایی با تمرکز کمتر محتوای REE را نشان می‌دهد که منطبق بر زون کلریت اسکارن است. آنومالی مثبت Ce نشان می‌دهد که این عنصر به صورت کاتیون Ce^{+4} در شرایط اسیدی و اکسیدان حضور دارد. عاملی که به منفی‌شدن آنومالی Ce منجر شده است، ترکیب این

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

کاتیون با لیگاندهای کربناته در طی فرایند اسکارنی‌شدن است (Küpeli et al., 2009). نکته قابل‌توجه آنکه بخشی از کانی‌سازی همراه با زون پیروکسن اسکارن به وجود آمده است و در زمان تشکیل این زون شرایط محلول اسیدی بوده و بالاترین حجم عناصر REE را در خود جای‌داده است و همین عامل به کاهش شدید میزان REE در زون کانی‌سازی منجر شده است. از طرفی زون کلریت اسکارن در شرایط کاملاً قلیایی تشکیل‌شده است و با توجه به کمترشدن محتوای REE در مرحله قبل میزان این عناصر در این زون کاهش چشمگیری پیدا کرده است. ضمن آنکه همزمان بخش اصلی کانی‌سازی را نیز در همین زون به وجود آورده است که به منفی‌شدن آنومالی Ce در طی فرایند اسکارنی‌شدن منجر شده است. آنومالی Eu/Eu* نیز دوباره همین فرایند تشکیل را تأیید می‌کند. چنان‌که از نمودار مشخص می‌شود زون کانی‌سازی یک آنومالی بزرگ Eu دارد (شکل ۱۱–B) که نشان‌دهنده محیط اسیدی تشکیل است (Kikawada et al., 2001).

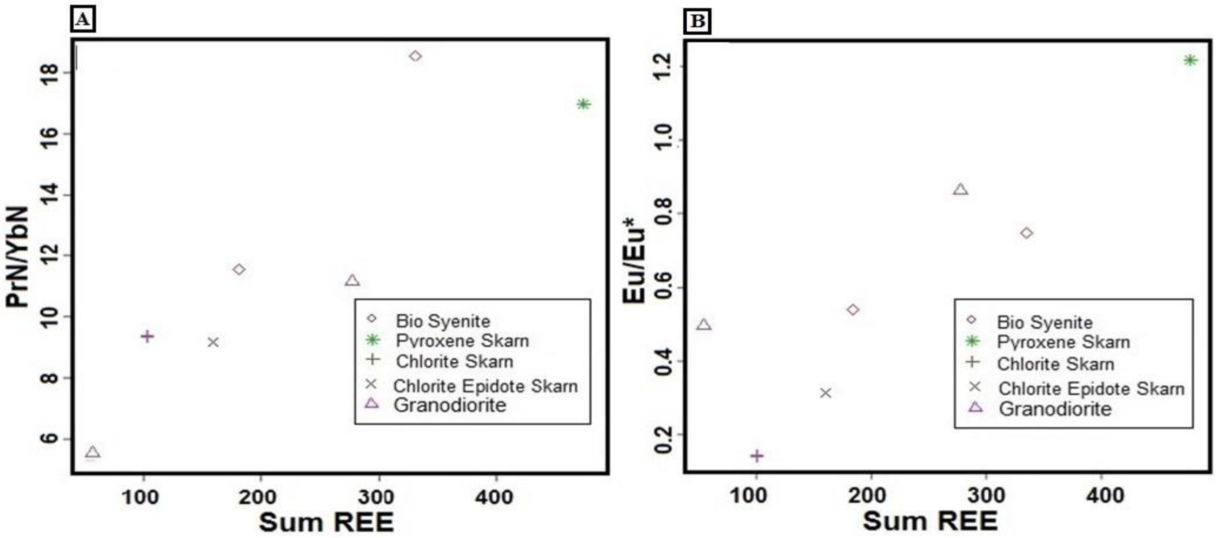


شکل ۱۱. نمودار عوامل کنترلی شیمی و دمای محلول کانی‌ساز در منطقه شترسنگ A: آنومالی Ce و B: آنومالی Eu

Fig. 11. Temperature and chemical factors of ore fluids in Shotorsang A: Ce anomaly, and B: Eu anomaly

آنومالی مثبت Eu می‌تواند نشان‌دهنده شرایط اسیدی و دمای بالای محیط تشکیل باشد (Wood, 1990). این شرایط با زون پیروکسن اسکارن که در دمای بالا تشکیل‌شده است و حضور بخشی از کانی‌سازی مطابقت دارد. لذا بخشی از کانی‌سازی در شرایط اسیدی و اکسیدان تشکیل‌شده است. از طرفی بخش منفی آنومالی Eu که منطبق بر بخش دیگری از زون کانی‌سازی است، بر زون‌های کلریت اسکارن و کلریت اپیدوت اسکارن منطبق است. لذا دست‌کم دو نسل کانی‌سازی متفاوت در شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت که در بالا به آن اشاره شد، تشکیل‌شده است. برای درک دقیق موضوع مورد بحث و سیالات کانی‌ساز اسکارنی از نسبت‌های (Pr/Yb)n، Ce/Ce* و Eu/Eu* استفاده شده است (شکل ۱۲–A و B). در کانسارهای اسکارنی با خاستگاه ماگمایی مقادیر شاخص‌های ذکرشده با افزایش مقادیر عناصر کمیاب خاکی افزایش پیدا می‌کند؛ در حالی‌که در آب‌های جوی میزان عناصر کمیاب خاکی به شدت پایین است و این روند تقریباً برای نسبت (Pr/Yb)n برعکس است و نسبت‌های Ce/Ce* و Eu/Eu* می‌تواند بدون تغییر باقی بماند (Kato, 1999). برای بررسی موارد بیان‌شده از نمونه‌های اسکارن منطقه شترسنگ و نیز

توده‌های آذرین استفاده شده است. چنان‌که مشاهده می‌شود، برای واحدهای آذرین منطقه همراه با افزایش مقادیر REE، این نسبت‌ها نیز افزایش می‌یابند که گواهی بر درستی مطالب ذکرشده است که به طور مشخص همگی آنها ویژگی ماگمایی دارند. اما زون اسکارن دما پایین، میزان REE بسیار کمتری نسبت به بقیه دارد و ضمن آنکه در نمودار (Pr/Yb)n همراه با افزایش REE این نسبت کاهش می‌یابد. بنابراین دست‌کم دو نسل مختلف از سیال کانی‌ساز در محدوده وجود داشته که مشخصات آنها و ویژگی‌های زمین‌شیمی این سیالات به تفصیل مورد بحث قرارگرفت.



شکل ۱۲. ماهیت سیالات کانی‌ساز در منطقه شترسنگ، A: REE در برابر (Pr/Yb)n و B: REE در برابر Eu/Eu*

Fig. 12. Genesis of ore fluids in Shotorsang A: REE vs (Pr/Yb)n, and B: REE vs Eu/Eu*

نتیجه‌گیری

حضور سنگ آهک خالص در منطقه با تحت‌تأثیر قرارگرفتن توده‌های نیمه عمیق از جنس کوارتز سینیت تا بیوتیت سینیت پورفیری به اسکارن‌زایی در منطقه منجرشده است. این توده‌ها متاآلومینوس و نوع I هستند و در زون فرورانش حاشیه قاره تشکیل شده‌اند. پتانسیل این توده‌ها بر اساس نسبت‌های سیلیس بر حسب آلکالی و منیزیم و نیز عناصر فرعی مثل نیکل و وانادیوم مشخص کرد که این توده‌ها باروری لازم برای تولید اسکارن آهن و همچنین مس را دارند. واحدهای سینیت پورفیری به طور اساسی غنی از پتاسیم و منیزیم بوده و ضمن واکنش با سنگ میزبان به تشکیل سیلیکات‌های کلسیم- منیزیم‌دار و پتاسیم فلدسپات منجر شده است. روابط (Pr/Yb)n، Ce/Ce* و Eu/Eu* نشان می‌دهد که دست‌کم دو سیال مختلف در تشکیل زون اسکارنی دخالت‌داشته است. بر اساس آنومالی‌های یوروپیوم و سریم، محلول در ابتدا در شرایط اسیدی و اکسیدان به تشکیل زون پیروکسن اسکارن با بیشترین میزان تمرکز عناصر REE منجر شده است. بخش کوچکی از کانی‌سازی در همین زمان تشکیل‌شده است که به دلیل ساختار بلوری مگنتیت و عدم حضور ناخالصی از جمله فسفر و نیوبیوم و زیرکن، میزان عناصر REE به شدت کاهش پیداکرده است. در ادامه هجوم سیالات جوی و در اثر فاز حرارتی ناشی از گرانیت‌های شمالی منطقه فاز دوم اسکارنی‌شدن تشکیل‌شده است. در این فاز و بر اساس روابط عناصر کمیاب و

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

آنومالی‌های یوروپیوم و سریم، محلول در شرایط کاملاً قلیایی و اکسیدان بوده و به تشکیل زون کلریت اسکارن منجر شده است. این زون به دو دلیل فقیر از عناصر REE است: ۱) تخلیه فاز سیال اولیه و تمرکز آن در زون پیروکسن اسکارن و ۲) عدم فراوانی عناصر REE در سیال تشکیل‌دهنده این زون. بخش عمده کانی‌سازی در این زون تشکیل‌شده است. مگنتیت‌های حاصل از زون‌های مختلف دگرسانی در دو نوع مختلف بوده و لذا دو نسل مختلف کانی‌سازی در این محدوده تشکیل‌شده است. با توجه به بارور بودن توده‌های تشکیل‌دهنده زون اسکارنی و بر اساس روابط اشاره شده در متن، توانایی تشکیل اسکارن مس نیز به شرط حضور این عنصر در ماگمای اولیه دور از انتظار نیست.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافعی توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. Foam-like magnetite
2. Zipper basinal rift zones
3. Volcanic Arc Granites

DOI: 10.22067/ECONG.2023.80972.1067

References

Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103(8): 983–992. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103%3C0983:SASCOT%3E2.3.CO;2

Amini, B. and Khannazer, N.h., 2000. Geological map of Mashkan, scale 1:100,000. Geological Surver of Iran.

Arjmandzadeh, R., Almasi, A., Nabatian, G., Li, Q., Nourian, S. and Jafarie, T., 2022. Zircon U–Pb dating, geochemistry, and geology of Shotorsang hypabyssal granitoids, southern Quchan (northeast of Iran). Petrological Journal, 13(3): 105–130. https://doi.org/10.22108/ijp.2022.132228.1263

Arjmandzadeh, R. and Santos, J.F., 2014. Sr–Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu–Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran. International Journal of Earth Sciences, 103: 123–140. https://doi.org/10.1007/s00531-013-0959-4

Asadi, S., 2009. Study of iron mineralization in metamorphic rock in Kohe germez – Kohe sorkh (Qatruyeh). University of Shiraz, Shiraz, Iran, 154 pp.

Asadi-Avargane, M., Rezaei-Kahkhaei, M. and Ghasemi, H., 2020. Petrology and geochemistry of adakitic dacites of the Qarah Chay Neogene caldera, SE Quchan. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 29(114): 241–250. https://doi.org/10.22071/gsj.2019.171867.1614

Aubert, D., Stille, P. and Probst, A., 2001. REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65(1–3): 387–406. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00546-9

Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), Developments in geochemistry 2, Elsevier, Amesterdam, pp. 63–114. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3

Brooking, D.G., 1984. Geochemical aspects of radioactive waste disposal. Springer, New York, 374 pp.

Chappell, B.W. and White, A.J., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian journal of earth sciences, 48(4): 489–499. https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x

Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J. (translated by S.A. Amini), 1979. The interpretation of igneous rocks. Mobtakeran, Tehran, 261 pp.

Crinci, J. and Jurkowic, I., 1989. Rare earth elements in triassic bauxites of Croatia (Yugoslavia). Travaux du Comité international pour l'étude des bauxites, de l'alumine et de l'aluminium, 19(22): 239–248. Retrieved June 11, 2021 from http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=6631824

Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1993. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. Geology, 21(6): 547–550. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0547:MSHPEO%3E2.3.CO;2

Fathabadi, F., 2014. Geology, petrology and geochemistry of subvolcanic domes of Moghiseh area (SW-Sabzevar). M.Sc. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, 164 pp.

Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A. and Tanha, A., 2010. Petrology, geochemistry and radiometric ages of high silica adakitic domes of Neogene continental arc, south of Quchan. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 18(3): 347–370. (in Persian with English abstract) Retrieved June 01, 2023 from http://ijcm.ir/article-1-505-fa.html

Gholami, S., 2009. Geology, mineralization, geochemistry, and magnetometry of Shotor Sang iron deposit, NE Sabzevar, M.Sc thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 240 pp.

Jamshidi, K., Ghasemi, H. and Sadeghian, M., 2014. Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks. Petrological Journal, 5(17): 51–68. Retrieved May 7, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16159.html?lang=en

Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Esphandiarpour, A. and Mohammad Nejad, H., 2012. Neyshabour turquoise mine: the first Iron Oxide Cu-Au-U-LREE (IOCG) mineralized system in Iran. Journal of Economic Geology, 3 (2): 193–216. (in Persian with English abstract) https://doi.org/10.22067/econg.v3i2.11420

Kato, Y., 1999. Rare Earth Elements as an Indicator to Origins of Skarn Deposits: Examples of the Kamioka Zn-Pb and Yoshiwara-Sannotake Cu (–Fe) Deposits in Japan. Resource Geology, 49(4): 183–198. https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.1999.tb00045.x

Kikawada, Y., Ossaka, T., Oi, T. and Honda, T., 2001. Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water. Chemical Geology, 176(1–4): 137–149. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00375-2

Küpeli, Ş., Arik, F. and Zedef, V., 2009. Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortaş bauxite deposit (Seydişehir/Konya-Soutern Turkey). Chemie der Erde Geochemistry, 69: 143–159. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2008.04.005

Kuşçu, İ., Kuşcu, G.G., Meinert, L.D. and Floyd, P.A., 2002. Tectonic setting and petrogenesis of the Çelebi granitoid, (Kırıkkale-Turkey) and comparison with world skarn granitoids. Journal of Geochemical Exploration, 76(3): 175–194. https://doi.org/10.1016/S0375-6742(02)00254-6

Malekzadeh Shafaroudi, A., 2018. Study of Au±Cu mineralization of Jalambadan area (NW Sabzavar) based on mineralogy of alteration and mineralization zones, and geochemistry. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 26(1): 31–46. Retrieved September 21, 2022 from http://ijcm.ir/article-1-1049-en.html

Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2015. Mineralization and Fluid Inclusion Studies of the Khanlogh Iron Oxide-Apatite Deposit, Northeast of Iran. Advanced Applied Geology, 5(3): 59–71. (in Persian with English abstract) https://doi.org/10.22055/aag.2015.11825

Martin-Izard, A., Fuertes-Fuente, M., Cepedal, A., Moreiras, D., Nieto, J.G., Maldonado, C. and Pevida, L.R., 2000. The Rio Narcea gold belt intrusions: geology, petrology, geochemistry and timing. Journal of Geochemical Exploration, 71(2): 103–117. https://doi.org/10.1016/S0375-6742(00)00148-5

Meinert, L.D., 1984. Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia, Canada. Economic Geology, 79(5): 869–882. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.79.5.869

Meinert, L.D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23, pp. 401–418. Retrieved June 27, 2022 from https://cir.nii.ac.jp/crid/1571698599180175232

Mohammadi, E., Ghorbani, G. and Shafaii Moghadam, H., 2015. Geochemistry and Petrogenesis of the Adakites in the Southern Domains of the Northern Sabzevar Ophiolites; With Emphasis on Sr-Nd-Pb Isotopes Results. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 24(95): 51–62. https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42381

Panahi, M., 2009. Geology, petrography, alteration and geochemistry in eastern part of Hamdi kaolin of Halak Abad (southwestern Sabzevar) with view of copper porphyry exploration, and study of mineralization, geochemistry and magnetometry in eastern of Abozar iron mine, Neyshabour (northeastern of Sabzevar), M.Sc thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, 411 pp.

Panahi, M., Heydarianshahri, M.R. and Karimpour, M.H., 2011. Geology, petrography and genesis of shotorsang skarn, NE Sabzevar. 16th symposium of crystallography and mineralogy, University of Guilan Rasht, Iran. Retrieved December 11, 2020 from https://civilica.com/doc/180645/

Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of petrology, 25(4): 956–983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Rard, J.A., 1988. Aqueous solubilities of praseodymium, europium, and lutetium sulfates. Journal of solution chemistry, 17: 499–517. https://doi.org/10.1007/BF00651459

Rollinson, H., 1993. Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation. Harlow, United Kingdom, 352 pp.

Rossetti, F., Nasrabady, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M.H. and Vaziri, H.M., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. Terra Nova, 22(1): 26–34. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00912.x

Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. Nature 120: 872. https://doi.org/10.1038/120872a0

Spies, O., Lensch. G. and Mihem. A., 1983. Chemisrty of the post-ophiolithic tertiary volcanic between Sabzevar and Quchan, NE Iran, eodynamic project (geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 20 pp.

Taylor, Y. and McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp.

Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist, 95(1): 185–187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Wood, S.A., 1990. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350 C at saturation water vapor pressure. Chemical Geology, 88(1–2): 99–125. https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90106-H

Yusoff, Z.M., Ngwenya, B.T. and Parsons, I., 2013. Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia. Chemical Geology, 349–350: 71–86. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.04.016

Zaree, A., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2016. Khanlogh magnetite-apetite deposit, NW Neyshabour: Mineralogy, structure and texture, alteration, and determination of model. Iranaian Journal of Crystallography and Mineralogy, 24(1): 131–144. Retrieved June 01, 2023 from http://ijcm.ir/article-1-122-fa.html